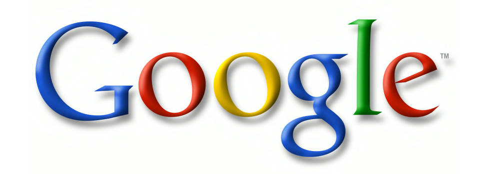
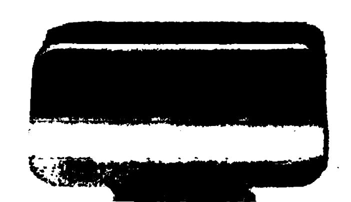
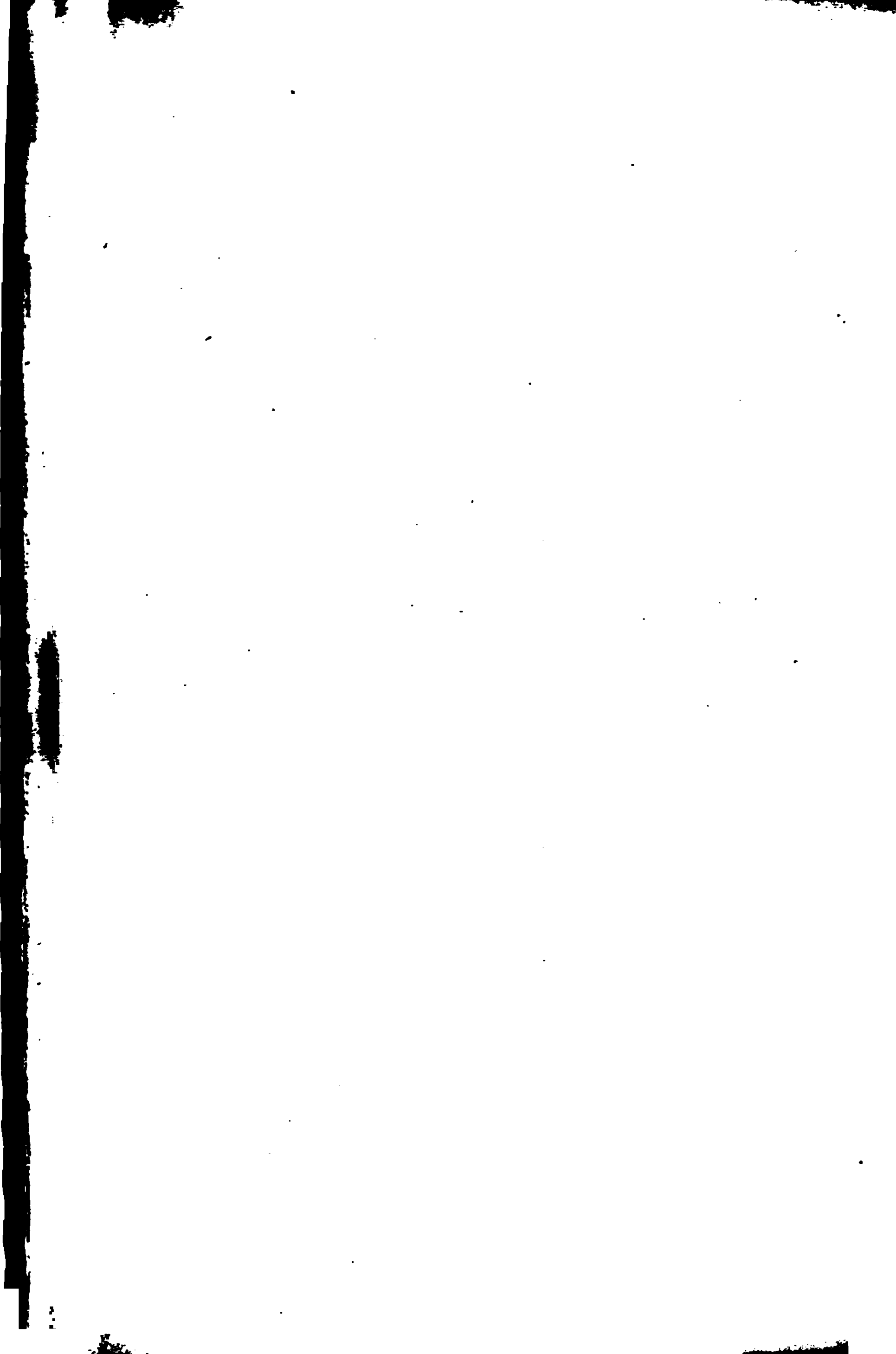
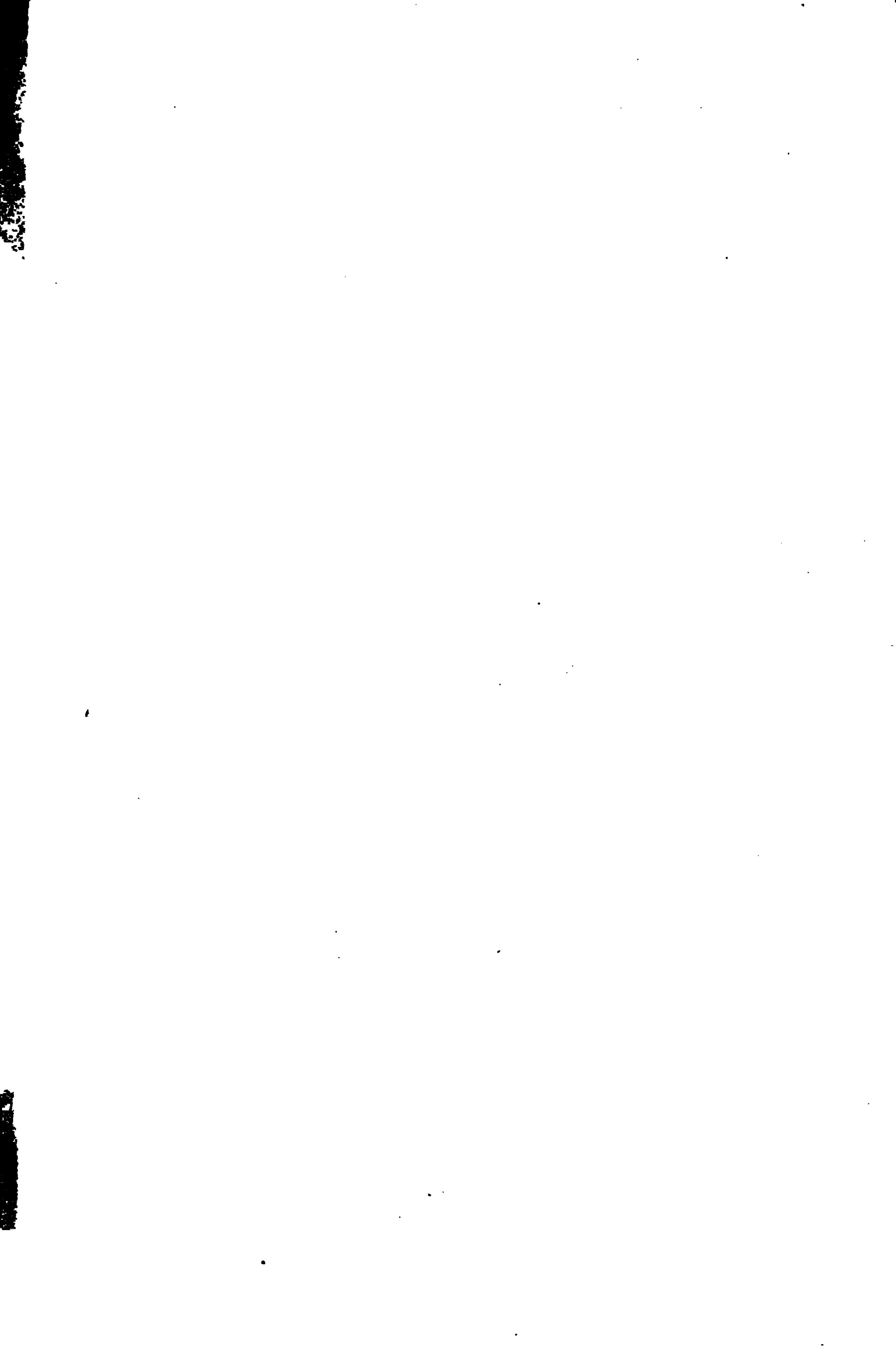



UC-NRLF
$B 50 636









BIBLIOTHEK

GEOGRAPHISCHER HANDBÜCHER

HERAUSGEGEBEN VON

PROF. DR. FRIEDRICH RATZEL.

Unter Mitwirkung von

Professor Dr. **Georg v. Boguslawski**, ehem. Sektionsvorstand im Hydrographischen Amt der Kaiserl. Admiralität in Berlin; Professor Dr. **Oskar Drude**, Direktor des Botanischen Gartens in Dresden; Dr. **Karl v. Fritsch**, Professor an der Universität in Halle; Dr. **Julius Hann**, Professor an der Wiener Universität und Redakteur der Zeitschrift für Meteorologie; Dr. **Albert Heim**, Professor am Schweizerischen Polytechnikum und der Universität in Zürich; Dr. **Otto Krümmel**, Professor an der Universität und Lehrer an der Marine-Akademie in Kiel; Dr. **Albrecht Penck**, Professor an der Universität Wien; Dr. **Benjamin Vetter**, Professor an der technischen Hochschule in Dresden.

STUTTGART.
VERLAG VON J. ENGELHORN.
1888.

ALLGEMEINE

GEOLOGIE

VON

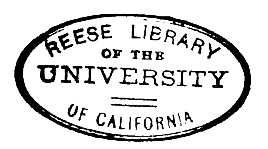
DR. KARL v. FRITSCH,
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT IN HALLE.

MIT 102 ABBILDUNGEN.



STUTTGART.
VERLAG VON J. ENGELHORN.
1888.

Druck von Gebrüder Kröner in Stuttgart.



Vorwort.

Der hochverdiente Fr. Ratzel stellte als Herausgeber der Bibliothek geographischer Handbücher mir vor sieben Jahren die ehrenvolle Aufgabe, den Inhalt meines in E. Behms geographischem Jahrbuche für 1876 erschienenen Aufsatzes über den gegenwärtigen Standpunkt der Geologie zu einem kurzen, indessen etwas in Einzelheiten eingehenden Buche umzugestalten.

Nicht ohne wichtige Bedenken sachlicher und persönlicher Art übernahm ich die Arbeit. Und jetzt erst liegt sie vollendet vor. Dies späte Erscheinen bekundet wiederholte Kämpfe mit Verhältnissen, welche mir die Feder aus der Hand gewunden hatten; es bezeugt aber auch mein öfteres Zagen, ob das begonnene Werk die Wissenschaft fördern und Lernbegierigen Nutzen bringen werde.

Die vorliegende allgemeine Geologie ist in der Ueberzeugung geschrieben, dass naturwissenschaftliche Lehren nie auf Theorieen und Hypothesen begründet werden sollen, sondern nur auf Erfahrungen und Beobachtungen. Im Leser soll das Streben wach erhalten werden, im Freien zu sehen und zu arbeiten, um auf Grund eigener Wahrnehmungen in der Natur jede Schlussfolgerung und jeden Lehrsatz sorgfältigst prüfen zu können.

Ich vermochte diesen Grundsätzen entsprechend denen meiner Freunde und Fachgenossen mich nicht anzu-

schliessen, welche in irgend einer Art die Kant-Laplacesche Theorie als Grundlage des geologischen Lehrgebäudes betrachten. Nicht selten sind die Auffassung und Bezeichnungsweise des Schichtenbaues, die Benennung von Felsarten, die Anordnung des Stoffes in der Gesteinslehre und viele Abschnitte der Petrogenie abhängig gemacht worden von dem Glauben an den Pyriphlegethon: den feurigflüssigen Erdkern. Die geomechanischen Abschnitte über Hebung und Senkung, über Vulkanismus, über Erdbeben tragen in vielen Büchern den Stempel dieses Axioms. Es bedarf keiner Erörterung, dass dieses bei vielen auch in die historische Geologie eingreift.

Der angehende Geologe soll meines Erachtens nicht durch das Buch, welches ihn in die Wissenschaft einführt, zum Anhänger irgend eines Dogmas werden; hat doch nichts die Fortschritte der Geologie mehr aufgehalten als das Festhalten an vorgefassten Meinungen. Das „nunquam in verba jurare magistri" soll daher dem Jünger der Wissenschaft eingeschärft werden.

Nicht minder aber ist es dringende Pflicht, dankbar zu bezeugen, dass alle jetzige und künftige Forschung auf den Schultern der früheren steht. Wer in das Studium einzudringen beginnt, darf nicht alle Leistungen der Vorgänger als veraltete missachten lernen und darf nicht in der neuesten Schrift über einen Gegenstand die alleinige oder hauptsächlichste Quelle des Wissens darüber erblicken. Mehrfach nahm ich deshalb Anlass, Sätze oder Ausdrücke von Schriftstellern früherer Zeiten anzuführen. Aus diesem Buche wird also keiner die hochmütige Wendung lernen: „Schon Leopold von Buch bemerkte . . ." Der Forscher wird bescheidener und richtiger schreiben: „Schon 1810 beobachtete N. N. . . ."

Der nachsichtige Leser möge beurteilen, ob der Verfasser darin das rechte Mass gehalten hat, dass er die Anwendung vermeidlicher zünftiger Ausdrücke unterliess. Einige solcher Worte sind im Register übersetzt oder erläutert. Viele der neuen Benennungen, durch welche der Sprachschatz der Geologie und physikalischen Geographie ungemein bereichert worden ist, verdanken frei-

lich dem Bestreben nach verschärften Begriffsbestimmungen ihr Dasein. Dennoch ist dem Gedächtnis zu Gunsten der tiefer eindringenden Geistesarbeit Erleichterung zu gönnen.

Hinsichtlich einiger Kunstausdrücke war die Entscheidung nicht leicht. Wenn der Leser die „Horste“ und die „Flexuren“ von E. Süss nur im Register erwähnt findet, so wolle er berücksichtigen, dass gerade der in den verwerfungsreichen Thüringer Landschaften aufgewachsene Geologe in diesen Beziehungen andere Anschauung haben darf als andere Fachgenossen.

Dem Teile einer Landschaft, welchem gegenüber die benachbarten als Senkungsfelder sich verhalten, wird durch die Bezeichnung als „Horst“ eine grössere Bedeutung beigelegt, als in vielen Fällen gerechtfertigt ist. Wo Verwerfungen überhaupt sehr häufig und zahlreich sind, hängt es zuweilen nur vom Streichen und Fallen der Verwerfungsklüfte ab, in welchem Teile eines grossen einheitlichen „Senkungsgebietes“ ältere Gesteine höher „über dem Meeresspiegel“ liegen als anderwärts.

Verhältnisse, wie sie Bücking aus der Gegend von Hessles und von der Nähe der Igelsburg zwischen Christes und Breitenbach bei Schmalkalden im 1. Bde. des Jahrb. d. K. Geol. Landesanstalt und Bergakad. Taf. 2, besonders in Profil 7 und 14 dargestellt hat, kommen nicht nur bei Massen von 100—150 m Breite und 500—600 m Länge vor, sondern auch bei sehr viel grösseren. Dort sind ältere Schollen von Zechstein gegen das ringsum anstehende jüngere Gebirge, den Buntsandstein, durch Verwerfungen getrennt, es wird aber die ältere Masse von der jüngeren unterteuft und getragen. Sieht man nur die Oberfläche, so wird man die ältere Scholle den „Horsten“ beirechnen. Man könnte sie diesen etwa auch als „Trughorst“ wegen des mangelnden Zusammenhanges nach unten gegenüberstellen. Die Erfahrung ist aber eine Warnung gegen die Ueberschätzung der älteren Gebirgsteile, die in Verwerfungsgebieten zwischen den jüngeren vorhanden sind.

Zunächst sind es bei Schmalkalden „Horste zweiter oder dritter Ordnung“, welchen s o l c h e Einwände ent-

gegenstehen; aber die Grenze zwischen Horsten verschiedener Ordnung lässt sich nur willkürlich ziehen.

Die Massen, welche Süss „Horste erster Ordnung“ nennt, also z. B. in Mitteleuropa der Bayerische und Thüringer Wald, Odenwald, Schwarzwald und Vogesen, das mittelfranzösische Gebirgsland, sind aber unter sich so verschieden in ihrem Bau und in den Beziehungen ihrer Teile zu einander, dass es mir zweifelhaft erscheint, ob es zweckmässig ist, sie unter eine gemeinschaftliche Benennung als „Horstgebirge“ zu bringen.

Das Zurückhalten mit dem Namen möge aber nicht so gedeutet werden, als glaubte ich an eine Begrenzung der mesozoischen oder paläozoischen Meere durch Gebirge der heutigen Zeit; der Leser wolle hierüber die gesamte Richtung der allgemeinen Geologie und besonders den Wortlaut von S. 113 beachten!

Ob „Flexuren“ in so grossem Massstabe vorkommen, dass dafür eine besondere Bezeichnung erforderlich ist, erscheint mir noch nicht hinlänglich gesichert. Gewisse Nebenerscheinungen der Verwerfungen können in einzelnen Fällen sehr leicht zur Annahme einer Z-förmigen Lagerung führen. Dem in Verwerfungsgebieten arbeitenden Geologen ist es ganz erklärlich, wie man, ohne sich mathematische Rechenschaft von dem Beobachtungsergebnis zu geben, oft auf die Vorstellung einer Faltung mit söhligen Mulden- und Sattelflügeln, aber saigerem Mittelflügel gelangt, dabei auch eine „Auswalzung des Mittelschenkels“ annimmt, weil in den Verwerfungsklüften und längs derselben nur kleine Teile der abgesunkenen Schichten in steiler Stellung übrig zu bleiben pflegen, sobald überhaupt dort noch zusammenhängende Schichten vorhanden sind. Auch können schiefe Mulden im Senkungsfelde (Fig. 38 S. 89) zur (irrigen) Annahme von Flexuren führen.

Da die „allgemeine Geologie“ denen nutzbar werden soll, welche mit der Wissenschaft noch nicht vertraut sind, wurde unter anderen der von Hebungen und Senkungen handelnde, die Faltung der Gesteine besprechende Abschnitt sehr kurz und allgemein gehalten. Ein eingehendes Verständnis der Bewegungen von Oberflächen-

gesteinen ist ohne Vertiefung in die auf paläontologischer Grundlage aufgebaute „historische und stratographische Geologie" nicht zu erreichen.

Der Verfasser gedenkt in der Kürze als Fortsetzung des vorliegenden Bandes eine „spezielle Geologie" zu veröffentlichen. In dieser sind die geognostischen Systeme, Abteilungen und Unterabteilungen samt den leitenden Versteinerungen unter vorwiegender Berücksichtigung deutscher Vorkommnisse dargestellt. Auch ist der Versuch gemacht, die Geschichte der Veränderungen der Erdoberfläche, besonders der Verlegungen von Meeresgrenzen und der Gebirgsfaltungen, in kurzer, möglichst übersichtlicher Weise für diejenigen Zeiträume der Vergangenheit auszuarbeiten, für welche dies möglich ist.

Die Lehre von den faltenden, hebenden und senkenden Bewegungen und Kräften wird sich also notwendigerweise in der „speziellen Geologie" auch wieder der Besprechung darbieten.

Aber auch andere Abschnitte: die Gletscher, die Vulkane, die Erdbeben etc., sind in der allgemeinen Geologie sehr knapp gehalten mit Rücksicht auf besondere Werke der „Bibliothek geographischer Handbücher".

In einer Arbeit, wie sie vorliegt, muss der Verfasser oft die Ergebnisse fremder Forschung benutzen und mitteilen. Bei der gebotenen Kürze lassen sich nicht viele Citate angeben. Der allgemeine Litteraturnachweis zeigt eine mässige Anzahl wichtiger Werke an. Es ist aber nicht die Aufzählung der hundert Bücher, aus denen hier das hundertunderste zusammengegossen oder zusammengeschnitten worden ist. Der Verfasser hat vorwiegend sich auf eigene Beobachtungen gestützt. Auch die Abbildungen, durch welche der Herr Verleger das Buch so reich ausgestattet hat, sind mit wenigen Ausnahmen Originale. Einige neuere Erfahrungen über Tiefentemperaturen, von denen ich amtlich, also vorerst unter dem Siegel der dienstlichen Verschwiegenheit, unterrichtet war, sind zur Vervollständigung der Tafel auf S. 41 nicht benutzt worden. Dieselben würden als Bestätigungen der Lehre von den Vorgängen, durch welche die Wärme im

Schichtgebäude der Oberfläche teils erzeugt, teils verbraucht wird, eine erwünschte Beigabe gewesen sein.

Was die Anordnung der Besprechung betrifft, so empfahl es sich nach vielen Richtungen, die ineinander greifenden Vorgänge der Erosion und der Gesteinsbildung gesondert zu behandeln. Einzelne Wiederholungen waren dabei leider unvermeidlich. Der Verfasser war indes bemüht, nach Form und Inhalt entweder Ergänzungen oder blosse Erinnerungen darzubieten, damit keine störende Ermüdung beim Leser eintrete.

Möge das Werk Freunde finden und besonders den Jüngeren sich als nützlich bewähren! Die Fachgenossen aber werden, so hoffe ich, über das Buch mit Wohlwollen richten und auch in den Abschnitten, welche von der hergebrachten Auffassung abweichen, redliches Streben nach der Wahrheit anerkennen.

Halle, im Januar 1888.

Karl v. Fritsch.

Inhalt.

Kurzer Litteraturnachweis.

1) Lehrbücher für das Gesamtgebiet der Geologie.

Credner. Elemente der Geologie. Leipzig. 6. Aufl. 1887.
Dana. Manual of Geology. Philadelphia u. London. 2. Aufl. 1875.
Geikie, A. Textbook of Geology. London. 2. Aufl. 1885.
v. Gümbel. Geolog. v. Bayern. I. T.: Grundz. d. G. Kassel 1885—1887.
Hann, Hochstetter und Pokorny. Allgemeine Erdkunde. Prag. 3. Aufl. 1881, neue Ausgabe. 1885.
v. Hauer. Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der Oesterreichisch-Ungarischen Monarchie. Wien. 2. Aufl. 1877.
v. Kloeden. Handbuch der physischen Geographie. Berlin 1859 (seitdem Titularauflagen).
de Lapparent. Traité de Géologie. Paris. 2. Aufl 1885.
v. Leonhard. Grundzüge der Geologie und Geognosie. Leipzig und Heidelberg. 4. Aufl., besorgt durch Hörnes 1885/86.
Lyell. Elements of Geology. London. 6. Aufl. 1865.
Lyell. The students elements of Geology. London 1871.
Naumann. Lehrb. d. Geognosie. 3 Bde. Leipzig. 2. Aufl. 1858—1872.
Pfaff. Grundriss der Geologie. Leipzig 1876.
Stoppani. Corso di Geologia. Mailand 1871.
Studer. Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie. 2 Bde. Bern, Chur und Leipzig 1844 u. 1847.
Vilanova y Piera. Manual de geologia aplicada. Madrid 1861.
Vogt. Lehrbuch der Geologie u. Petrefaktenkunde. 2 Bde. Braunschweig. 4. Aufl. 1879.

2) Speciellere selbständige Werke über geotektonische, geochemische und geomechanische Forschungen, welche sich nicht vorwiegend auf Gletscher, auf Vulkane oder auf Erdbeben beziehen, sowie wichtigste populäre Schriften.

Baltzer. Der Glärnisch, ein Problem alp. Gebirgsbaues. Zürich 1873.
Bischof. Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. Bonn. (Beide Auflagen, die letzte 1863—1871, ergänzen einander; die zweite verweist oft auf die erste.)
v. Buch. Ges. Schriften, hrsg. v. Ewald, Roth u. Eck. Berlin 1867 u. ff.
Cohen, Sammlung von Mikrophotographien zur Veranschaulichung der mikroskopischen Struktur. Stuttgart seit 1880.
Cotta. Geologische Fragen. Leipzig 1858.
Cotta. Deutschlands Boden. Leipzig. 2. Aufl. 1878.
Cotta. Geologie der Gegenwart Leipzig. 4. Aufl. 1874.
Dana. Corals and Coral Islands. New York 1872.
Daubrée. Études synthétiques de Géologie experimentale. Paris 1879.
Delesse. Lithologie des mers de France et des mers principales du globe. Paris 1871.

Fouqué. Santorin et ses éruptions. Paris 1876 [1]).
Fouqué & Michel Lévy. Minéralogie micrographique, roches éruptives françaises. Paris 1869.
v. Gümbel. Das ostbayerische Grenzgebirge. Gotha 1868.
v. Gümbel. Das Fichtelgebirge. Gotha 1879.
J. Geikie. The great Ice-Age. London 1877.
J. Geikie. Prehistoric Europe. London 1881.
Heer. Die Urwelt der Schweiz. Zürich. 2. Aufl. 1879.
Heim. Der Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878.
v Hoff. Geschichte der durch Ueberlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. Gotha 1822—1824.
v. Humboldt. Kosmos, Entwurf einer physischen Weltbeschreibung. Stuttgart 1845—1862.
Kalkowsky. Elemente der Lithologie. Heidelberg 1886.
Kenngott. Handwörterbuch der Mineralogie, Geologie und Paläontologie, unter Mitwirkung von A. v. Lasaulx und F. Rolle. Breslau seit 1882.
Lang. Grundriss der Gesteinskunde. 1878.
v. Lasaulx. Elemente der Petrographie. 1875.
Lehmann. Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine mit besonderer Bezugnahme auf das sächs. Granulitgebirge, Erzgebirge, Fichtelgebirge, bayerisch-böhm. Grenzgebirge. Bonn 1884.
Lyell. Principles of Geology. London. 11. Aufl. 1872.
Marcou. Explication d'une seconde édition de la carte géologique de la terre. Zürich 1875.
Meunier. Les causes actuelles en géologie. Paris 1879.
Mohr. Geschichte der Erde. Bonn. 2. Aufl. 1875.
Mojsisovics v. Mojsvar. Die Dolomitriffe Südtirols und Venetiens. Wien 1878.
Neumayr. Erdgeschichte. Leipzig 1886/87.
Ochsenius. Beitrag zur Erklärung der Bildung von Steinsalzlagern. Dresden 1876.
Penck. Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1872.
Pfaff. Allgemeine Geologie als exakte Wissenschaft. Leipzig 1873.
v. Quenstedt. Klar und Wahr. Tübingen 1872.
v. Quenstedt. Sonst und Jetzt. Tübingen 1856.
Ramsay. Physical Geology and Geography of Great Britain. London. 5. Aufl. 1878.
v. Richthofen. Geogn. Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seisser Alpen in Südtirol. Gotha 1860.
v. Richthofen. China, Ergebnisse eigener Reisen und darauf begründeter Studien. Berlin seit 1877. 4 Bde.
v. Richthofen. Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886.

[1]) Da in vorliegendem Verzeichnisse die in besonderen Werken der „Bibliothek geographischer Handbücher“ zu behandelnden oder schon behandelten Abschnitte über Vulkane, über Erdbeben, über Gletscher etc. etc. nicht besonders berücksichtigt sind, gilt das Citat von Fouqués wichtigem Werke hier dem petrographischen Teile.

Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien und der massigen Gesteine. 2 Bde. Stuttgart. 2. Aufl. seit 1885.

Roth. Die Gesteinsanalysen. Berlin 1861. Fortgeführt in mehreren in den Abhandlungen der K. Akademie zu Berlin 1869, 1873, 1879, 1884 erschienenen: „Beiträgen zur Petrographie der plutonischen Gesteine."

Roth. Allgemeine und chemische Geologie. Berlin seit 1879.

Suess. Die Entstehung der Alpen. Wien 1875.

Suess. Das Antlitz der Erde. I. Bd. Prag und Leipzig 1885.

Studer. Geschichte der phys. Geographie der Schweiz. Bern 1863.

Volger. Erde und Ewigkeit. Frankfurt 1857.

Ziegler. Ueber das Verhältnis der Topographie zur Geologie. Zürich 1876.

Zirkel. Lehrbuch der Petrographie. 2 Bde. Bonn 1866.

Zirkel. Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine. Leipzig 1873.

Zittel. Aus der Urzeit. München 1875.

3) Zeitschriften.

Abhandlungen: 1) Von der Königl. geol. Landesanstalt und Bergakademie in Berlin herausgeg.: Abh. zur geol. Spezialkarte von Preussen und den Thüring. Staaten. Seit 1872. 2) Von der Schwedischen geolog. Landesuntersuchung in Stockholm herausgeg.: Afhandlingar och Uppsatser. Seit 1868. 3) Von der Geolog. Landesanstalt in Strassburg herausgeg.: Abh. zur geolog. Spezialkarte von Elsass-Lothringen. Seit 1874. 4) Abh. der K. K. Geolog. Reichsanstalt in Wien. Seit 1852. 5) Paläontolog. Abh. herausgeg. von Dames u. Kayser. Berlin seit 1882.

Annales: 1) Des sciences géologiques. Paris seit 1869 regelmässig. 2) De la societé géologique du Nord de la France. Lille seit 1872. 3) De la societé géologique de Belgique. Lüttich seit 1874. 4) Des Mines. Paris seit 1816.

Arbeiten der geol. Gesellschaft für Ungarn. Pest seit 1856.

Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde herausgeg. von Karsten, später Karsten und v. Dechen 1829 bis 1855.

Beiträge: 1) Zur geol. Karte der Schweiz. Bern seit 1862. 2) Zur Paläontologie Oesterreich-Ungarns u. d. Orients. Wien seit 1883.

Bolletino del R. Comitato geologico d'Italia. Rom seit 1870.

Bulletin de la societé géologique de France. Paris seit 1830.

Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences. Paris seit 1650.

Denkschriften: 1) Der K. Bayer. Akademie in München. 2) Der K. K. Akademie der Wissenschaften in Wien.

Jahrbuch: 1) Neues, für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde. Stuttgart, früher Heidelberg, seit 1833 (Fortsetzung des Jahrbuches für Min. etc. und des noch älteren

Leonhardschen Taschenbuches für Min. 1807). 2) Ib. der K. preuss. Geol. Landesanstalt und Bergakademie in Berlin seit 1880. 3) Ib. der K. ungar. Geol. Anstalt in Pest seit 1871. 4) Ib. der K. K. Geol. Reichsanstalt in Wien seit 1850.

Journal: 1) American J. of science (Silliman's Journal). New Haven seit 1842. 2) The quarterly J. of the geological society of London. Seit 1845.

Magazine, The geological. London seit 1864.

Mémoires: 1) De la societé géologique de France. Paris seit 1833. 2) Du Comité géologique de Russie. St. Petersburg seit 1884.

Memoirs: 1) Of the Geological Survey of India. Kalkutta seit 1859. 2) Of the Palaeontographical Society. London seit 1848. 3) Of the Geological Survey of Great Britain and of the Museum of economic (practical) Geology. London seit 1846.

Mitteilungen — mineralog. und petrographische — herausgeg. von G. Tschermak seit 1876.

Notizblatt des Vereins für Erdkunde und verw. Wissenschaften zu Darmstadt. Seit 1854 bez. 1858.

Palaeontographica. Beiträge zur Naturgeschichte der Vorwelt. Stuttgart, früher Kassel, seit 1851.

Proceedings of the royal physical Society. Edinburg seit 1876.

Records of the geological Survey of India. Kalkutta seit 1870.

Reports der geologischen Behörden und Vereine der Vereinigten Staaten von Nordamerika, sowohl von den Einzelstaaten, als von dem Sitze der Bundesregierung ausgehend: besonders für Arkansas 1857—1860, Kalifornien 1864—1870, Indiana seit 1868, Jowa 1858—1870, Kentucky 1856—1870, Maine seit 1860, Michigan 1861, Missouri 1855, Minnesota seit 1872, New Jersey seit 1855, New York seit 1860, Pennsylvanien 1856—1858, dann seit 1874 mit beharrlicher Tüchtigkeit. Westliche Territorien seit 1867. 40. Grad Nördl. Br. 1876—1880. Westlich vom 100. Meridian 1875—1881. — Für das gesamte Unionsgebiet begannen die Untersuchungen und Veröffentlichungen unter Powell's Leitung 1879.

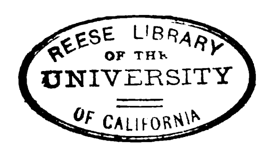
Reports gab die geologische Landesanstalt von Kanada seit 1844 wiederholt heraus.

Transactions: 1) Of the Manchester geolog. society. Seit 1811. 2) Of the royal geol. soc. of Cornwall 1818—1843. 3) Of the geol. Soc. London 1811—1845.

Verhandlungen: 1) Der K. K. geolog. Landesanstalt zu Wien seit 1867. 2) Der K. russ. miner. Ges. zu St. Petersburg seit 1847(?). 3) Der geolog. Vereinigung in Stockholm seit 1871.

Zeitschrift: 1) Der deutschen geolog. Gesellschaft. Berlin seit 1849. 2) Für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen in dem preussischen Staate seit 1854. 3) Oesterreichische, für das Berg- und Hüttenwesen. Wien seit 1852. 4) Für Krystallographie und Mineralogie, herausgeg. von Groth. Leipzig seit 1874.

Zeitung, Berg- und Hüttenmännische. Leipzig, früher Nordhausen und L., auch Quedlinburg, seit 1842.



Tabellarische Uebersicht der Zeiträume der Erdgeschichte

von den jüngsten bis zu den ältesten Massen.

IV. Kaenozoische Aera oder Zeit der neuen Geschöpfe. Hauptsächliche Entwickelungszeit der Säugetiere und der Dikotyledonen.

IV. 2. Quartäre Periode, d. h. Periode der jetzigen Geschlechter der Säugetiere.

IV. 2. b. Alluviale Epoche, d. h. Epoche der heutigen Verbreitung der Geschöpfe.

In Deutschland wesentlich durch Süsswasserabsätze vertreten.

IV. 2. a. Diluviale Epoche, d. h. Epoche der Lebensdauer wichtiger, nun ausgestorbener Säugetierarten, z. B. des Mammuts und des wollhaarigen Nashorns der kalten Zone; zugleich Epoche der Vergletscherung grosser Teile Europas etc.

In Deutschland Süsswasserabsätze, Moränengebilde; marine Ablagerungen (Cyprinenthone, Yoldienschichten etc.) selten.

IV. 1. Tertiäre Periode, d. h. Periode der Entfaltung des Säugetierstammes.

IV. 1. d. Pliocäne Epoche, d. h. Epoche der Ausprägung der Gattungsmerkmale von Rindern, Pferden, Elefanten etc., sowie Epoche erheblicher Gebirgsfaltung im Alpengebiet etc. — (Hauptblütezeit des Hirschgeschlechtes, der Hipparionen und Antilopen.)

In Deutschland durch vereinzelte Reste von Süsswassergebilden mit Spuren ausgestorbener Säugetiergeschlechter vertreten.

IV. 1. c. Miocäne Epoche, d. h. Epoche der Ausprägung der Gattungsmerkmale von Hirschen, Antilopen, Schweinen, Nashörnern, Tapiren etc. (Hauptblütezeit der Mastodonten, Dinotherien, Anchitherien etc.)

In Deutschland durch die zum grossen Teil marine Molasse des Alpenvorlandes, durch Brackwassergebilde des Mainzer Beckens, durch marine Glimmerthone etc. Norddeutschlands, ferner durch Braunkohlenbildungen vieler Gegenden (Mark, Schlesien, Niederrhein, Hessen etc.) und einige Süsswasserkalke vertreten.

IV. 1. b. Oligocäne Epoche, d. h. Epoche der Ausprägung der Familienmerkmale bei den Wiederkäuern, den schweineartigen Tieren, den pferdeähnlichen, den hundeartigen etc. Blütezeit der Anthracotherien, Palaeotherien etc. Nummuliten zum Teil noch zahlreich. Palmen in Mitteldeutschland heimisch.

In Deutschland sehr verbreitet: Hierher die Meeresschichten: Septarienthon etc. in Preussen, Pommern, der Mark, im Vorlande des Harzes, in Hannover zum Teil und Westfalen, sowie ein erheblicher Teil des damit verbundenen Braunkohlengebirges. Ferner Meeresabsätze (Septarienthon oder Rupelthon, Meeressand etc.) in Hessen, im Mainzer Becken etc., sowie auch Brackwasserabsätze und Braunkohlengebilde dort und in benachbarten Landstrichen. — Brackwassermolasse des Alpenvorlandes, bei Miesbach etc., mit Steinkohlenflötzen; auch der „Flysch“ zum Teil.

IV. 1. a. Eocäne Epoche, d. h. Epoche des Ueberwiegens fünffingeriger und fünfzehiger Huftiere, zugleich Epoche der grössten Massenentwickelung und mannigfaltigsten Artgestaltung bei Nummuliten und Orbitoiden.

Marine Stockletten, Nummulitenkalke und Eisenerze der bayerischen Alpen galten lange als die einzigen eocänen Gebilde Deutschlands. Neuerdings werden mehrere Ablagerungen im Elsass und ein Teil der Massen des samländischen Bernsteingebirges eocän genannt, auch die Möglichkeit betont, dass unter dem norddeutschen Diluvium Ausläufer des dänischen Eocän versteckt seien.

III. Mesozoische Aera oder Zeit der mittleren Geschöpfe. Hauptsächlichste Entwickelungszeit der Reptilien, der Ammoniten, der Belemniten und Zeit der Ausbreitung der heutigen Familien der Gymnospermen. — Säugetiere und Vögel, sowie Dicotyledonen scheinen während dieser Aera entstanden zu sein.

III. 3. Kretaceische Periode, d. h. Periode der Massenverbreitung und Entfaltung der Knochenfische (Teleosteen), der Ausbildung von herzförmigen Seeigeln (Spatangoiden) und der fleischfressenden Meeresschnecken. Ausartung (inadaptive Mutation) bei vielen Ammoniten und Belemniten. Blütezeit der Rudisten (Hippurites, Caprotina etc.), der Inoceramen und der Austern (Ostrea, Exogyra etc.), zweite Blütezeit der Nautilen.

III. 3. b. Jüngere Epoche der Kreidezeit = Epoche der Massenverbreitung der Dicotyledonen, die in älteren Schichten ganz oder nahezu fehlen, zugleich Epoche der jüngsten bekannten Ammoniten und Belemniten[1]). Man unterscheidet verschiedene Stufen, deren jüngste, die „dänische“, auf der „senonen“, diese auf der (nicht allseitig als selbständig anerkannten) „santonen“

[1]) „Tertiäre Belemniten“ sollen als Graphularien erkannt sein.

ruht. Unter dieser folgt die „Emscher“ Stufe, dann die „turone“, dann die „cenomane“.

In Norddeutschland sind Kreide, Kreidemergel, „Pläner,“ „Quadersandstein“ und Grünsand (Tourtia) die wichtigsten oberkretaceischen Gesteine, in den Alpen die Seewenkalksteine und -Mergel, die Hippuritenkalke und die sandigen, grauen Gosaumergel, der Flysch zum Teil.

Die oberkretaceischen Gebirgsglieder lagern nur am Teutoburger Walde, am Deister etc. und zum Teil am Nordrand des Harzes bis über Braunschweig hin, sowie in den bayerischen Alpen innerhalb Deutschlands auf unterkretaceischen. Die Aachener, westfälische, sächsische, schlesische, pommersche, Mecklenburger und Rügener obere Kreide wie die der Umgebung des Harzes zum Teil und die Regensburger sind übergreifend auf älteres Gebirge abgesetzt.

III. 3. a. Aeltere Epoche der Kreidezeit = Epoche der hauptsächlichen Entfaltung iguanodontenartiger Dinosaurier und der mannigfaltigsten Ausgestaltung von Belemnitenscheiden, sowie Blütezeit patellinenartiger Foraminiferen, Hopliten- und Acanthoceras-artiger Ammoniten. Man unterscheidet (von oben abgezählt) albische, aptische, urgonische, neocome und valanginische Stufe — auch wohl nur zwei Stufen, deren obere dann nach dem englischen Töpferthon „Gault“ oder „Galt“, die untere „Neocom“ oder „Hils“ in mariner Facies, in litoral-limnischer dagegen „Wealden“ genannt wird.

In Norddeutschland (also am Teutoburger Walde, Deister, Süntel, Hils, grossen Fallstein etc. sowie bei Quedlinburg) sind Sandsteine, Mergelschiefer, plastische Thone und Mergel sowie die harten „Flammenmergel“ die wichtigsten Gesteine von grosser Verbreitung, die Steinkohlen des Wealden geben zu ansehnlichem Bergbau Anlass.

In den Alpen kommen „Schrattenkalk“, „Flysch“ und „Wiener Sandstein“, bezw. „Rossfelder Schichten“ in Betracht.

III. 2. Jurassische Periode, d. h. Periode der hauptsächlichen Entfaltung von delphinförmigen Reptilien (Ichthyosauren), der fledermausartigen Saurier (Pterodactylen), mancher Gaviale und Schildkröten, anscheinend auch der grössten Massenverbreitung von Ammoniten und Belemniten. Exocyclische Seeigel in der Zunahme begriffen.

III. 2. c. Epoche des Malm (des oberen oder weissen Jura), d. h. Epoche der Massenverbreitung und des Formenreichtums der Ammonitengruppen Peltoceras, Perisphinctes, Phylloceras und Oppelia, sowie des Aufblühens der Schnecken: Pteroceras und Nerinea.

In Deutschland vorherrschend Kalksteine mit Kieselkalken (Schwamm- oder Korallenbildungen), Dolomiten und Mergeln; meist hellfarbig. In den Münder Mergeln Nordwestdeutschlands auch Gyps. Technisch besonders wichtig der lithographische Kalkschiefer (Altmühlthal bei Solnhofen etc., Nusplingen in Württemberg u. a. O.), der viele sehr interessante Versteinerungen

geliefert hat (Archäopteryx, — Pterodactylus und Ramphorhynchus, Compsognathus, — viele Fische, — Krebse, Insekten, — Medusen, — Pflanzen).

Der englische obere Malm (Purbeck) lieferte wichtige Säugetierreste mit Beuteltiermerkmalen.

Bayerische Alpen. Schwäbisch-fränkisches Albgebiet. — Isolierte Reste an der Elbe. Schlesien und Posen. — In Nordwestdeutschland besonders zwischen Magdeburg, Harzburg und Ibbenbüren; in Pommern (Cammin).

III. 2. b. Epoche des Dogger (des mittleren oder braunen Jura), d. h. Epoche der hauptsächlichen Entfaltung von Ammoniten aus den Geschlechtern Cosmoceras, Parkinsonia, Stephanoceras, auch Harpoceras, und von mehreren Abteilungen der Belemniten.

In Deutschland spielen Kalksteine besonders im Rheingebiet und in Lothringen eine Rolle; Sandsteine namentlich in Franken. Mehr oder minder plastische Mergelthone und Mergel mit Brauneisenstein — zum Teil ursprünglichem Spateisenstein — sind überall verbreitet. Früherer, nur zum Teil jetziger Bergbau. Der englische „Stonesfieldschiefer" ist durch Säugetierreste berühmt.

Verbreitung in Deutschland meist wenig von der des deutschen Malm abweichend, aber das Auftreten im Rheinthal und in Lothringen (bei Metz) geht weit über die jetzigen Grenzen des Malm hinaus; auch im Nordosten Deutschlands über dieselben reichend: Popiläny an der Windau in Kurland, mecklenburgische Opalinusschichten.

III. 2. a. Epoche der Lias (des unteren oder schwarzen Jura), d. h. Epoche des Aufblühens der Ammonitengattungen Harpoceras, Lytoceras und Phylloceras, der Massenentfaltung von Amaltheus, Aegoceras, Schlotheimia, Psiloceras, Arietites und der clavaten und paxillosen Belemniten.

In Deutschland sind schwärzliche bis dunkelgraue Mergelschiefer und Mergelthone, mit Sandsteinen an der Basis, mehrfach mit Kalksteinbänken verbunden, besonders entwickelt; Eisensteinflötze und Eisenspatknollen oder Brauneisensteinknollen fehlen nicht. In den Alpen zeigen sich rote, weisse und gefleckte Schichten kalkiger oder mergeliger Art.

Die heutige Verbreitung greift über die jetzige Ausdehnung des Doggers und Malms überall in Deutschland hinaus; am bedeutendsten durch die Reste ausgedehnter Liasablagerungen, welche in Thüringen bei Eisenach und zwischen Gotha und Arnstadt, am Vogelsberg bei Lauterbach, im Wesergebiete, in Kassel, bei Eichenberg und Göttingen etc. auftreten.

III. 1. Triadische[1]) Periode, d. h. Periode der allmählichen Verdrängung der labyrinthodonten oder stegocephalen Amphibien

---

[1]) Es ist falsch, aus dem griechischen Worte Trias ein Adjectivum „triasisch" oder gar „triassisch" zu bilden, überdies haben sicherlich die Gesetze des Wohllautes bei der Wandlung τρίας, τρίαδος . . . mitgewirkt.

durch Reptilien und der sigillarienartigen Gewächse durch Coniferen und Zamieen. Die Trias enthält die ältesten bekannten Säugetierreste (Mikrolestes Myr aus dem rhätischen Knochenlager Schwabens könnte freilich dem Fische Sargodon tomicus Plien. zufallen). Während der Ablagerungszeit der Trias unterlagen die Orthoceren im Kampfe um das Dasein den Ammonitengruppen und die Rugosen oder Tetrakorallen den Hexakorallen.

Die Trias innerhalb Deutschlands ist kein Absatz eines offenen Ozeans, obgleich wiederholt während der Periode die Verbindung der Gewässer unserer Landschaften mit dem freien Weltmeere so erweitert wurde, dass marine Geschöpfe von ausserhalb einzuwandern vermochten.

Bezüglich der Gliederung der Trias legen wir, der geschichtlichen Entwickelung der wissenschaftlichen Geologie entsprechend, die mitteldeutschen Verhältnisse zu Grunde.

III. 1. 3. Epoche des Keupers oder Epoche der Entfaltung verschiedener Dinosaurierreihen und der letzten Massenverbreitung von Labyrinthodonten. Die Ammonitenfamilien der Arcestiden, Tropitiden, der Cladiscitiden und die Pinakoceren mit zerteilten Loben, sowie die stab-, lituiten- und schneckenförmigen Ceratitiden breiteten sich hauptsächlich in der Keuperepoche aus, scheinen aber dem ausseralpinen Deutschland fremd zu sein.

Man unterscheidet mehrere Stufen, am häufigsten in Deutschland 3: die rhätische, nördl. der Alpen mit Resten küstenbewohnender Weichtiere und mit Landpflanzen, die des mittleren (bei uns namentlich in seiner unteren Hälfte oft gypsführenden) Keupers und die des unteren oder Kohlenkeupers (nach der früher bisweilen bergmännisch gewonnenen Lettenkohle benannt).

Im ebeneren Deutschland herrschen besonders im mittleren Keuper die roten und bunten Mergel, nach welchen das Gebirgsglied seinen (fränkischen) Namen hat. Sandsteine, Dolomite und mehr oder weniger dolomitische Steinmergel kommen noch häufig, doch meist in schwachen Bänken vor. — In den Alpen drängen sich die Lagen der letzteren zuweilen zum mächtigen Hauptdolomit zusammen, die Sandsteine treten zurück, mit ihnen auch die bunten Farben der Mergel, während weisse, rote und graue Kalksteine in grosser Fülle erscheinen.

Im ausseralpinen Deutschland besitzt der Keuper seine grösste Verbreitung zwischen dem schwäbisch-fränkischen Jurazuge, dem Schwarzwaldfusse, der Rhein-Neckargegend zwischen Karlsruhe und Heidelberg, den Vorbergen des Odenwaldes und Spessarts, der Rhön und des Thüringer Waldes. In schmalerem Zuge folgt er der Nord- und Ostseite des fränkischen Jura in Oberfranken und der Oberpfalz. Weiterhin ist er im Thüringer Hügellande, im Leinethal, in der Warburger Gegend und in den Vorlanden des Teutoburger Waldes, des Süntel, des Hils etc. und im Norden des Harzes verbreitet. Kleine Partieen treten auch in anderen Teilen Deutschlands bis nach Oberschlesien hin auf.

III. 1. 2. Epoche des Muschelkalkes, d. h. die Epoche der Aus-

breitung langhalsiger, schwimmender Reptilien (Makrotrachelen) und Blütezeit der Ammonitengattungen Ceratites, Ptychites etc., der Crinoidengattung Encrinus, Epoche der ersten Massenausbreitung des noch lebenden Seeigelgeschlechtes Cidaris.

In Deutschland sind drei Stufen entwickelt, deren obere einen mehrfachen Wechsel von Kalksteinen und Letten zu zeigen pflegt; in der mittleren kommen oft Gyps und Anhydrit, auch Steinsalz innerhalb dolomitischer, versteinerungsarmer Lagen vor. Die untere oder Wellenkalkstufe ist mit Ausnahme ihrer untersten Teile meist arm an Thonzwischenlagen und Letten zwischen den Kalksteinen. In den Saar- und Moselgegenden, überhaupt in manchen westdeutschen Landschaften ersetzen Sandsteine grössere oder kleinere Teile der Kalksteinmassen des mittleren und nördlichen Deutschlands. Wichtig sind die oberschlesischen Galmei- und Bleierzvorkommnisse im Muschelkalk, weniger die von Wiesloch etc. im Badischen.

In den deutschen Alpen ist der Muschelkalk wenig hervortretend, er bildet in Deutschland meistens bergige Landschaften, deren Hauptverbreitung in Baden, Württemberg, im bayerischen Unterfranken und Oberfranken, im Maingebiet, im thüringisch-hessischen Berglande, im Lippeschen, im Landstriche zwischen dem Teutoburger Walde, dem Nordrande des Harzes und der Magdeburger Gegend liegt.

III. 1. 1. Epoche des bunten Sandsteins,[1]) d. h. Epoche der Einwanderungen von triadischen Meeresbewohnern in die von einigen Labyrinthodonten, Estherien etc. bewohnt gebliebenen Gebiete Mitteleuropas.

In Deutschland sind drei Stufen zu unterscheiden, deren jüngste, der Röt, allein eine grössere Anzahl weitverbreiteter Versteinerungen dargeboten hat, während die mittlere und untere wenige Fossilien zu enthalten pflegen. Im mittleren Deutschland herrschen in der unteren Stufe Schieferletten und Kalksteine (Rogensteine) oder feinkörnige Sandsteine, in der mittleren Sandsteine und Thone, in der oberen Dolomite, Mergel, Gyps etc.

Im deutschen Alpengebiet und seinen nächsten Umgebungen anscheinend durch die Werfener Schichten und durch deren (Halleiner) Salzthone vertreten. Sehr wichtig ist der bunte Sandstein in den Vogesen, an der Hardt, in der Eifel (Bleierze von Commern), am Schwarzwald, Odenwald, Spessart, beim Vogelsgebirge und in der Rhön, im hessischen Berglande, am Teutoburger Walde, in den Umgebungen des Harzes und des Thüringer Waldes.

---

[1]) Eine befriedigende kurze Definition der Buntsandsteinepoche und der zunächst älteren Zeiträume wird erst dann gegeben werden können, wenn noch klarer als bisher das Altersverhältnis der mitteleuropäischen Gebilde mit gleich alten Absätzen der Weltmeere verglichen werden kann.

II. Paläozoische Aera oder Zeit der alten Geschöpfe. Entwickelungszeit der orthocerasartigen Cephalopoden, der ältesten Ammonitenformen, der trilobitenartigen Krebse, der rugosen Korallen, der Sigillarien und Lepidodendren.

II. 4. Carbonische Periode oder Periode der Massenausbreitung und Entfaltung der Amphibien (Labyrinthodonten oder Stegocephalen) und des grössten Formenreichtums in der Fischgruppe der Palaeonisciden, sowie in der Brachiopodenfamilie der Productiden. Auffällig ist die geringe Beteiligung von Foraminiferen an der Bildung älterer Gesteine gegenüber des Formenreichtums carbonischer Wurzelfüsser. — Rugose Korallen, tesselate Crinoiden, Blastoideen, Perischoechiniden, echte Spiriferen und Trilobiten sind in jüngeren als carbonischen Ablagerungen nicht als Leitfossilien bekannt.

II. 4. d. Zechsteinepoche, d. h. Epoche einer Einwanderung verkümmerter Nachkommen der karbonischen Meeresmollusken etc. nach Mitteleuropa und einer späteren Abtrennung der deutschen Landschaften von der freien Verbindung mit dem Weltmeere; in den Binnengewässern entstanden durch Verdunstung die grossen Salz-, Anhydrit- und Gypslager. Ausser diesen ist technisch wichtig der „Kupferschiefer", örtlich auch Eisenerze. Gesteine in Deutschland meist Kalke, Mergelschiefer, Dolomite und Letten. Verbreitung zwischen dem östlichen Schwarzwald bei Bretten etc., England und Livland; meist nur schmale Landstreifen an der Oberfläche in der Nähe älterer Gebirge, da die Abteilung oft unter 100 m Mächtigkeit zurückbleibt.

II. 4. c. Epoche des Rotliegenden, d. h. Epoche der Massenverbreitung eigentlicher Nadelhölzer (der Walchien) in Europa und bedeutender Vulkanausbrüche in Deutschland, zugleich auch beträchtlicher Landzerstörungen durch Brandung, — und vielfacher Faltung der älteren Gebirge. Häufigste Gesteine in Deutschland Sandsteine, Konglomerate und Schieferthone, ferner Thonsteine und andere Tuffe, Porphyre, Porphyrite etc.

Technisch wichtig Eisensteine und vereinzelte Kohlenflötze.

Verbreitung im Schwarzwalde, am Odenwald, Saar-Nahegebiet, Wetterau, Thüringer Wald, Ilfelder und Meisdorfer Gegend am Harz, sächsisches Mittelgebirge und nördliches Vorland desselben, Niederschlesien bei Lauban, bei Waldenburg etc.

II. 4. b. Epoche des Steinkohlenflötzgebirges oder des produktiven Kohlengebirges, d. h. Epoche des Erblühens der Labyrinthodonten, der Stomatopoden und (?) Dekapoden unter den Krebsen, auch Epoche bedeutender Vulkanausbrüche in Mitteleuropa, erheblicher Landzerstörung durch Regen, Binnengewässer und Brandung, grosser Gebirgsfaltungen durch Seitendruck.

Häufigste Gesteine in Deutschland Schieferthone, Sandsteine,

Konglomerate, ferner Thonsteine und andere Tuffe, Porphyre, Porphyrite etc.

Technisch besonders wichtig: Steinkohlenflötze und Eisensteine (Blackband etc.). Zu unterscheiden sind wenigstens drei Stufen: Die oberste, die Ottweiler, bezw. Radowenzer, der Zeit massenhafter Verbreitung der auch im Rotliegenden wichtigen Cordaiten durch Europa entsprechend, ist im Saarbrückenschen, (?) im westfälischen Ruhrgebiet, bei Ibbenbüren, am Harz bei Ilfeld und gegen Wettin, in Sachsen bei Zwickau etc., auf der Westseite des Waldenburger Kohlenreviers bedeutsam, im Thüringer Walde verbreitet. Die mittlere, Saarbrücker bezw. Schatzlarer Stufe entspricht der Zeit der grössten Formenmannigfaltigkeit der Sigillarien, sie enthält bei Saarbrücken, bei Eschweiler und Aachen, im westfälischen Ruhrgebiet, im Waldenburgischen, in Oberschlesien etc. viele bauwürdige Kohlenflötze. — Die untere, Waldenburger oder Ostrauer Stufe entspricht der Zeit massenweiser Verbreitung von Pflanzen aus den Formenreihen der Sphenopteris (Diplotmema) elegans, des Lepidodendron Veltheimianum, des Archaeocalamites radiatus. — Steinkohlenflötze dieses Alters sind unter anderen durch die tieferen Flötze Oberschlesiens, die Gruben bei Waldenburg und Altwasser in Niederschlesien und durch gewisse Bergbauten Sachsens (Hainichen-Ebersdorf) bekannt. Noch nicht völlig geklärt ist das Alter mancher vielleicht hierher gehöriger flötzleerer, stark aufgerichteter (Culm-)Schichten Mitteldeutschlands zu dieser Stufe, die im Schwarzwald und in den Vogesen Spuren hinterlassen hat.

II. 4. a. Epoche des (älteren) Culm, des Bergkalkes oder des in Mitteleuropa flötzleeren ältesten Kohlengebirges, d. h. Epoche der Blüte der Nautilusarten, der Riesenformen von Productus, der Trilobitengattung Phillipsia etc.

Häufigste Gesteine in Deutschland Grauwacken und Thonschiefer, auch Kalkstein (Bergkalk oder Kohlenkalk), seltener Kieselschiefer, Adinole etc. Technisch wichtig einige Kalksteine als sogenannter Marmor und der Thüringer Dachschiefer. Manche Erzgänge der Aachener Gegend, Westfalens und des Harzes durchsetzen den Culm.

Verbreitung besonders in den genannten Landschaften, im Frankenwald, Voigtland und Fichtelgebirge, sowie in Schlesien.

II. 3. Devonische Periode, d. h. Periode der grössten Mannigfaltigkeit bei placodermen Fischen, des Beginnes der Ausbreitung von Palaeonisciden und Acanthoden, des grössten Formenreichtums retrosiphonaler Ammonoiden, der grössten Entfaltung des Brachiopodengeschlechtes Spirifer, der beträchtlichsten Ausbreitung von Tentaculiten.

Das Devon nimmt in Deutschland den grossen Raum des rheinischen Schiefergebirges ein, zum Teil unter Mitbeteiligung von Culm; es ist am Harz, in Ostthüringen, dem Voigtlande und am Fichtelgebirge, auch in den Sudeten und nördlich vom

Eulengebirge in Schlesien vorhanden. Die in Deutschland häufigsten Gesteine sind Thonschiefer, Kalksteine (in Dolomite, Roteisensteine, Mangan- und Zinkerze übergehend), seltener milde Mergel. Vulkanische Einlagerungen, namentlich Ströme von Diabas, Diabastuffe (Schalsteine) sind im Unterdevon und im Mitteldevon nicht eben selten. Technisch wichtig ausser den genannten Erzlagern der Nassauer Phosphorit, der rheinische Dachschiefer, verschiedene als Marmor verarbeitete Kalksteine, sowie die auf Gängen auftretenden Erze.

Man unterscheidet besonders drei Epochen, als dem oberen, mittleren und unteren Devon entsprechend, jede mit mehreren Stufen.

II. 2. Silurische Periode, d. h. Periode des ersten Auftretens von Fischen, der bedeutendsten Massenentfaltung von Orthoceren und Cyrtoceren, von orthisartigen Brachiopoden und von Trilobiten, sowie von Graptolithen.

In Deutschland sind Thonschiefer, in einigen Fällen in Alaun- und Kieselschiefer übergehend, sowie Kalksteine die wichtigsten Gesteine; technisch bedeutsam die Eisensteine, die Griffelschiefer, der aus gewissen Kalksteinen gewonnene Ocker und die Alaunschiefer. Vom östlichen Thüringer und Frankenwald über das Voigtland, das Fichtelgebirge, das mittlere Sachsen nach Schlesien hinein lassen sich silurische, meist versteinerungsarme Gebilde verfolgen. Am Harz wird von Kayser und mehreren Fachleuten alles, was früher für silurisch gehalten worden war, als devonisch beschrieben, während andere noch einen Teil der Massen silurisch nennen.

In der norddeutschen Ebene finden sich im Diluvium zahllose Stücke silurischer Kalksteine der Ostseeländer; seltener die mehr mergelig-schieferigen und sandigen Gesteine.

Reicher als das deutsche Silur an Organismen ist das böhmische, während das der Salzburger Alpen nur einzelne Reste zu bieten scheint.

Es sind wenigstens zwei Epochen, eine obersilurische und eine untersilurische unterschieden worden.

II. 1. Cambrische Periode, d. h. Periode der ältesten bisher bekannten Geschöpfe, unter denen Vertreter des jetzt noch bestehenden Brachiopodengeschlechtes Lingula, zahlreiche Trilobitengeschlechter, z. B. Paradoxides, Conocephalus, Olenus, Agnostus genannt werden mögen.

In Deutschland sind phyllitische und quarzitische Grauwacken und Thonschiefer, sowie grauwackenartige Sandsteine die wichtigsten Gesteine; die Verbreitung ist am bedeutendsten im östlichen Thüringen, im Voigtlande, am Fichtelgebirge und in der Görlitzer Gegend nachgewiesen.

I. Archäische Aera oder Zeit der Entstehung vieler Gneisse, Glimmerschiefer, Phyllite und der damit verbundenen Hornblendeschiefer, Diorite, Granite etc., welche Gebilde alle in Europa und Nordamerika versteinerungsfrei zu sein scheinen.

Urgebirgsgesteine sind im Schwarzwalde und in den Vogesen, im Odenwalde, Spessart, im Thüringer Walde, im Fichtelgebirge, dem bayerisch-böhmischen Gebirge, dem Erzgebirge, dem Riesengebirge, dem Eulengebirge, den Sudeten vorhanden, sie zeigen sich am Kyffhäuser. Die Zugehörigkeit des Granites, sowie der kleinen Partieen von Gneiss am Harz zum Urgebirge wird von ausgezeichneten Kennern dieses Gebirges bestritten. Bruchstücke skandinavischer Urgebirgsgesteine sind im Diluvium der norddeutschen Ebene sehr verbreitet.

Vielleicht kann man für einige Teile Deutschlands von einer Periode der Bildung phyllitischer Gesteine, einer etwas älteren Periode der Glimmerschiefer, und von mehreren Perioden der Gneisse reden.

Tabelle zur Benennung massiger Gesteine nach Zirkel.

Unter Benutzung der Tafel in Credners Elementen der Geologie. 6. Aufl. S. 58. 59.

1. } Das Gestein ist älter als tertiär 3. 4. 5.
2. } „ „ „ tertiären Alters oder jünger 66. 67.

3. { Gleichmässig körnig 6. 7.
4. { Porphyrisch 39. 40.
5. { Glasig 64. 65.

6. { Orthoklas führend 8. 9.
7. { Orthoklasfrei (nur Plagioklasgesteine ohne Nephelin, Leucit etc. bekannt) 19. 20.

8. } Quarzhaltig = **Granit.**
9. } Quarzfrei 10. 11.

10. } Nephelinfrei = **Syenit** 12. 13. 14.
11. } Nephelinhaltig = **Nephelinsyenit** 15. 16.

12. { Nur oder fast nur Hornblende haltend = Hornblendesyenit.
13. { Mit starkem Glimmergehalt = Glimmersyenit.
14. { Fast nur Augit enthaltend = Augitsyenit.

15. } Sodalithgehalt bedeutend = Ditroit.
16. } Sodalithgehalt geringer bis fehlend 17. 18.

17. } Glimmergehalt gering = Foyait.
18. } Schwarzer Glimmer sehr merklich = Miascit.

19. } Olivinhaltig 21. 22.
20. } Olivinfrei 23. 24.

21. } Augitreich = **Olivindiabas.**
22. } Augitarm = **Forellenstein.**

23. } Hornblende bez. Magnesiaglimmer bedeutsam 33. 34.
24. } Augitische Mineralien wichtig 25. 26.

25. } Rhombische Augite = **Norit** 27. 28.
26. } Monokline Augite 29. 30.

27. } Hypersthen = Hypersthenit.
28. } Enstatit = Enstatitfels.

29. Diallag = **Gabbro.**
30. Normaler Augit = **Diabas** 31. 32.

31. Quarzfrei = Normaler Diabas.
32. Quarzhaltig = Quarzdiabas.

33. Glimmerreich 35. 36.
34. Glimmerarm 37. 38.

35. Quarzfrei = **Glimmerdiorit.**
36. Quarzhaltig = **Quarzglimmerdiorit.**

37. Quarzhaltig = **Quarzdiorit.**
38. Quarzfrei = **Normaler Diorit.**

39. Orthoklasreich 41. 42.
40. Arm an Orthoklas oder frei davon (nur Plagioklasgesteine bekannt) 48. 49.

41. Quarzhaltig = **Quarzporphyr** oder **Felsitporphyr.**
42. Quarzfrei 43. 44.

43. Nephelinhaltig = **Liebeneritporphyr.**
44. Nephelinfrei = **Quarzfreier Porphyr** 45. 46. 47.

45. Hornblende wichtig = Syenitporphyr.
46. Glimmer wichtig = Glimmersyenitporphyr = Minette.
47. Augit wichtig = Augitsyenitporphyr.

48. Augitreich 50. 51.
49. Arm an Augit oder frei davon 56. 57.

50. Olivinhaltig = **Melaphyr.**
51. Olivinfrei 52. 53.

52. Vorwiegend Plagioklaseinschlüsse = **Diabasporphyrit.**† [1])
53. Vorwiegend augitische Einschlüsse 54. 55.

54. Nur Augite deutlich = **Augitporphyrit.** †
55. Uralit hervortretend = **Uralitporphyrit.** †

56. Glimmer bedeutsam 58. 59.
57. Glimmer zurücktretend, Hornblendereich 60. 61.

58. Quarz fehlt = **Glimmerporphyrit.**
59. Quarz vorhanden = **Quarzglimmerporphyrit. Kersantit.**

60. Quarz vorhanden = **Quarzhornblendeporphyrit.**
61. Quarz fehlt 62. 63.

62. Vorwiegend Plagioklaseinschlüsse = **Dioritporphyrit.** *
63. Vorwiegend Hornblendeeinschlüsse = **Hornblendeporphyrit.** *

64. Quarz- und orthoklashaltig = **Felsitpechstein.**
65. Frei von Quarz und Orthoklas = **Glasige Ausbildung verschiedener Plagioklasgesteine.**

---

[1]) Bei der Unterscheidung der mit † und * bezeichneten Gesteine hofft der Verfasser Zirkels Trennungsgründe richtig in der Tabelle wiederzugeben.

66. Gleichmässig körnig oder porphyrisch 68. 69.
67. Glasig 116. 117.

68. Reich an Orthoklas oder Sanidin 70. 71.
69. Arm an Sanidin oder Orthoklas bis frei von Kalifeldspat 82. 83.

70. Quarzführend 72. 73.
71. Quarzfrei 74. 75.

72. Körnig, granitähnlich = **Nevadit.**
73. Porphyrisch und mehr oder minder halbglasig = **Rhyolith** oder **Liparit.**

74. Ohne Nephelin = **Trachyt** 76. 77. 78.
75. Mit Nephelin oder Leucit 79. 80. 81.

76. Hornblendereich = Hornblendetrachyt.
77. Reich an Biotit = Biotittrachyt.
78. Reich an Augit = Augittrachyt.

79. Nephelin und Nosean allein wichtig = **Phonolith.**
80. Leucit neben Nephelin, oft auch Nosean und Melanit = **Leucitphonolith.**
81. Leucit allein wichtig = **Leucittrachyt.**

82. Plagioklasgesteine 84. 85.
83. Plagioklasfreie oder doch an Plagioklas sehr arme Gesteine 109. 110. 111.

84. Ohne Nephelin oder Leucit 88. 89.
85. Mit Nephelin oder Leucit = **Tephrite** 86 87.

86. Nephelin wesentlich = Nephelintephrit.
87. Leucit wesentlich = Leucittephrit.

88. Mit augitischen Mineralien 90. 91.
89. Mit Hornblende und Biotit 101. 102.

90. Augite monoklin 94. 95.
91. Augite rhombisch 92. 93.

92. Mit Enstatit = **Enstatitandesit.**
93. Mit Hypersthen = **Hypersthenandesit.**

94. Mit Diallag = **Gabbro.**
95. Mit gemeinem Augit 96. 97.

96. Ohne Olivin = **Augitandesit.**
97. Mit Olivin 98. 99. 100.

98. Gefüge grobkörnig bis mittelkörnig = **Dolerit.**
99. Gefüge feinkörnig, in Einzelheiten für das unbewaffnete Auge undeutlich = **Anamesit.**
100. Gefüge dicht bis auf erkennbare Einsprenglinge = **Feldspatbasalt.**

101. Mit Biotit = **Glimmerandesit.**
102. Mit Hornblende, ohne erheblichen Glimmergehalt 103. 104.

103. Ohne Quarz 105. 106.
104. Mit Quarz 107. 108.

105. Grundmasse glasfrei = **Propylit.**
106. Grundmasse glashaltig = **Hornblendeandesit.**

107. Grundmasse glashaltig = **Dacit.**
108. Grundmasse glasfrei = **Quarzpropylit.**

109. Melilith wichtig = **Melilithbasalt.**[1]
110. Nephelin wichtig 112. 113.
111. Leucit wichtig 114. 115.

112. Gefüge körnig = **Nephelindolerit.**
113. Gefüge dicht und porphyrisch = **Nephelinbasalt.**

114. Neben Leucit u. a. auch Sanidin vorhanden = **Sanidin-Leucitgestein** z. B. am Vesuv.
115. Leucit allein erheblich = **Leucitbasalt.**

116. Glas schaumig = **Bimsstein** (nach Zusammensetzung und Vorkommen verschiedenen Gesteinen sich anschliessend).
117. Glas derb 118. 119.

118. Beim Glühen kein oder wenig Wasser gebend 122. 123.
119. Beim Glühen deutlich Wasser liefernd 120. 121.

120. Absonderung perlitisch = **Perlit.**
121. Absonderung massig bis splitterig = **Trachytpechstein.**

122. In Säuren leicht löslich 124. 125.
123. In Säuren unlöslich oder schwer löslich = **Obsidian** (nach Zusammensetzung und Vorkommen teils den Rhyolithen, teils den Trachyten, teils den Hornblendeandesiten von Z. angeschlossen).

124. Pulver vom Magneten angezogen, schmilzt zu blasigem Glase = **Tachylyt.**
125. Pulver vom Magneten nicht angezogen, schmilzt zu nicht blasigem Glase = **Hyalomelan.**

Tabelle zur Benennung massiger Gesteine nach Rosenbusch[1]).

1. | Gestein älter als tertiär 3. 4. 5.
2. | Gestein tertiär oder jünger 47. 48.

3. | Gestein körnig 6. 7.
4. | Gestein porphyrisch 29. 30.
5. | Gestein glasig 43. 44.

6. | Feldspäte wesentlich 8. 9.
7. | Feldspäte fehlen oder sind unwesentlich = **Peridotite**[2]).

8. | Orthoklasgesteine (selten ohne Plagioklas) 10. 11.
9. | Plagioklasgesteine 14. 15.

10. | Nephelinhaltig, mit Augit, Hornblende, Biotit = **Elaeolithsyenit**[3]).
11. | Nephelinfrei, mit Muscowit, Biotit, Amphibol, Augit 12. 13.

12. | Quarzhaltig = **Granitische Gesteine** 84—93.
13. | Quarzfrei = **Syenitische Gesteine** 94—96.

14. | Plagioklas-Nephelingesteine mit Augit, Hornblende, Biotit, ohne Olivin = **Teschenit.**
15. | Reine Plagioklasgesteine 16. 17.

16. | Mit Biotit und Hornblende 18. 19.
17. | Mit augitischen Mineralien 20. 21. 22.

---

1) Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1882 besonders nach der Tabelle S. 16. In der neuen Auflage der „Physiographie“ ist die Einteilung in Tiefengesteine, Ganggesteine und Ergussgesteine zu Grunde gelegt, nach Ansicht des Verfassers ein grosser Fortschritt gegen die frühere nach dem geologischen Alter, doch vor der Verbreitung des 2. Teils des 2. Bandes des Werkes nicht hier mitteilbar.

2) Hierher zählt Rosenbusch Pikrit (Paläopikrit), Wehrlit (Eulysit), Olivin-Enstatitfels, Lherzolith, Olivinfels, Dunit, Serpentin etc.: Gesteine, die in der Tabelle nach Zirkel nicht berücksichtigt sind, auf die also auch hier nicht näher eingegangen wird.

3) Mit den Namen bez. Abarten: Foyait, Miascit, Ditroit, Zirkonsyenit z. T.

18. Quarzhaltig = **Quarzdiorite** 97—106.
19. Quarzfrei = **Dioritische Gesteine** 97—106.

20. Mit gemeinem Augit 23. 24.
21. Mit Diallag 25. 26.
22. Mit Enstatit 27. 28.

23. Olivinfrei = **Diabasgesteine** 107—115.
24. Olivinhaltig = **Olivindiabas.**

25. Olivinfrei = **Gabbro** (Saussuritgabbro).
26. Olivinhaltig = **Olivingabbro** (Forellenstein).

27. Olivinfrei = **Norit.**
28. Olivinhaltig = **Olivinnorit.**

29. Feldspäte wesentlich 31. 32.
30. Feldspäte fehlen oder sind unwesentlich = **Pikritporphyrit.**

31. Orthoklasgesteine 33. 34.
32. Plagioklasgesteine 37. 38.

33. Mit Nephelin = **Elaeolithporphyr** (Liebeneritporphyr, Gieseckitporphyr?).
34. Reine Orthoklasgesteine mit Muskowit(?), Biotit, Hornblende, Augit 35. 36.

35. Quarzhaltig = **Quarzporphyre** 116—120.
36. Quarzfrei = **Quarzfreie Porphyre** (Syenitporphyr, Glimmersyenitporphyr, Augitsyenitporphyr, quarzfreier Porphyr, Glimmerpikrophyr).

37. Mit Biotit und Amphibol 39. 40.
38. Mit Augit 41. 42.

39. Quarzhaltig = **Quarzporphyrite** (Quarzdioritporphyrit, Quarzporphyrit, Quarzfelsophyrit, Quarzvitrophyrit).
40. Quarzfrei = **Porphyrite** (Dioritporphyrit [Suldenit, Ortlerit], Felsophyrit, Vitrophyrit).

41. Olivinfrei = **Augitporphyrite** (Diabasporphyrit [Labradorporphyr z. T., Augitporphyr z. T., Uralitporphyr z. T.], Augitfelsophyrit, Augitvitrophyrit).
42. Olivinhaltig = **Melaphyr.**

43. Mit Muskowit, Biotit, Hornblende 45. 46.
44. Mit Augit = **Glasiger Diabas** (Sordawalit, Wichtisit).

45. Quarzführend = **Felsitpechstein.**
46. Quarzfrei = **Dioritpechstein.**

47. Gestein glasig 49. 50.
48. Gestein körnig oder porphyrisch 53. 54.

49. Glas kieselreich = **Saure Gläser** (Trachytpechstein, Perlit, Obsidian, Bimsstein).
50. Glas kieselarm 51. 52.

51. Mit Basalten verbunden = **Basaltgläser** (Hyalomelan, Tachylyt).
52. Mit Nephelingesteinen verbunden = **Hydrotachylyt.**

53. Ohne Feldspat oder Felsitoid; olivinreich mit Augit etc. = **Limburgit (Magmabasalt).**
54. Feldspäte oder Felsitoide vorhanden 55. 56.

55. Nur Nephelin, Leucit oder Melilith entwickelt, mit Augit verbunden 57. 58. 59.
56. Feldspäte vorhanden 64. 65.

57. Nephelingesteine 60. 61.
58. Leucitgesteine 62. 63.
59. Melilithgestein mit Olivin = **Melilithbasalt.**

60. Olivinfrei = **Nephelinit.**
61. Olivinhaltig = **Nephelinbasalt.**

62. Olivinfrei = **Leucitit.**
63. Olivinhaltig = **Leucitbasalt.**

64. Orthoklasgesteine (Sanidingesteine) mit Biotit, Hornblende, Augit 66. 67. 68.
65. Plagioklasgesteine 69. 70.

66. Nephelin oder Leucit vorhanden = **Phonolithe** (Nephelinphonolith, Leucitphonolith, Leucitophyr).
67. Reine Sanidin- bez. Orthoklasgesteine = **Trachyt** (hierzu Sodalithtrachyt, Hauyntrachyt, Domit).
68. Quarzhaltige Sanidingesteine, Orthoklasgesteine = **Liparite** (Nevadit, Liparit, Lithoidit, Sphärolithfels).

69. Nephelin- bez. leucithaltige Plagioklasgesteine mit Augit, Hornblende, Biotit 71. 72.
70. Plagioklasgesteine i. e. S. 73. 74.

71. Olivinfrei = **Tephrite** (mit Nephelintephrit [Buchonit], Leucittephrit).
72. Olivinhaltig = **Basanite** (Nephelinbasanit und Leucitbasanit).

73. Biotit- und hornblendehaltige Plagioklasgesteine 82. 83.
74. Plagioklasgesteine mit augitischen Mineralien 75. 76. 77.

75. Mit gemeinem Augit 80. 81.
76. Mit Diallag 78. 79.
77. Mit Enstatit (ohne Olivin) = **Enstatitandesit.**

78. Olivinfrei = **Diallagandesit.**
79. Olivinhaltig = **Diallagbasalt.**

80. Olivinhaltig = **Basalt** (Anamesit, Dolerit).
81. Olivinfrei = **Augitandesite** (Ophit? Augitpropylit? Quarzaugitpropylit, Quarzaugitandesit, Augitandesit.

82. Quarzfrei = **Andesite** (Propylit? Glimmerandesit, Amphibolandesit [Timazit, Isenit], hauynführender Amphibolandesit).
83. Quarzhaltig = **Dacite** (Quarzpropylit? Quarzglimmerandesit, Quarzamphibolandesit [Timazit]).

Mehrere von den Hauptgruppen der obigen Aufstellung werden von Rosenbusch weiter geteilt in Gesteinsarten, wie folgt:

Granitische Gesteine.

84. Glimmer vorhanden 86. 87. 88.
85. Glimmer durch andere Mineralien ersetzt 92. 93.

86. Nur Muskowit vorhanden = **Haplit** (Aplit bei Rosenbusch und Anderen) oder **Muskowitgranit** [1]).
87. Heller und dunkler Glimmer vorhanden = **Granit** (selten).
88. Dunkler Glimmer allein vorhanden = **Granitit** 89. 90. 91.

89. Glimmer allein vorhanden = **echter Granitit.**
90. Hornblende hinzutretend = **Hornblendegranitit.**
91. Augit hinzutretend = **Augitgranitit.**

92. Glimmer durch Hornblende ersetzt = **Amphibolgranit.**
93. Glimmer durch Turmalin ersetzt = **Turmalingranit** (Ganggestein).

Syenitische Gesteine.

94. Neben dem Feldspat Hornblende vorherrschend = **Hornblendesyenit** oder Syenit i. e. S. (mit dichter Abart).
95. Neben dem Feldspat Biotit vorherrschend = **Glimmersyenit** (mit Minette).
96. Neben dem Feldspat Augit vorherrschend = **Augitsyenit** (mit dichter Abart).

Quarzdiorite [2]) und dioritische Gesteine.

Normalbestand: Plagioklas + Hornblende, meist auch Biotit und die gewöhnlichen Uebergemengteile. Augitische Mineralien und Quarz sind sehr häufig; Orthoklas als untergeordneter Körper nicht selten.

97. Hornblende gegen Glimmer zurücktretend 100. 101.
98. Hornblende vorwiegend 102. 103. 104.
99. Augit stark entwickelt, Glimmer seltener 105. 106.

---

[1]) In der 2. Auflage der mikroskopischen Physiographie nur als „Ganggestein", nicht als „Tiefengestein" bezeichnet.

[2]) Die allmählichen Uebergänge der beiden nach der wesentlichen Beteiligung von Quarz oder dessen Zurücktreten von R. unterschiedenen Gruppen haben diesen veranlasst, nicht nur eine im ganzen gleichförmige Unterteilung vorzunehmen, sondern beide Gruppen in seiner neuen Physiographie ungetrennt zu bearbeiten.

100. Biotit völlig herrschend = **Quarzglimmerdiorit** bez. **Glimmerdiorit.**
101. Biotit und Augit (Malakolith) vor Hornblende überwiegend = **Kersantit**[1]).

102. Biotit neben Hornblende und Quarz reichlich = **Tonalit.**
103. Hornblende nur selten durch Biotit oder Augit vertreten, Titaneisen nicht vorhanden = Quarzdiorit bez. **Diorit** i. e. S.
104. Neben faseriger Hornblende rötlichbrauner oder grasgrüner Augit, ein chloritartiges Mineral, Titaneisen etc., Glimmer fehlend oder selten = **Quarzepidiorit** bez. **Epidiorit.**

105. Brauner Biotit und farbloser Augit, auch zuweilen Hypersthen begleiten die braune oder grüne Hornblende + Plag. + Orth. ± Qu. = **Banatit.**
106. Pyroxene (als Malakolith, Diallag und Hypersthen) sind stark entwickelt = **Quarzaugitdiorit** und **Augitdiorit.**

Diabasgesteine.

Typus: Augit — Plagioklasgemenge, mit Titaneisen oder Magnetit und Apatit.

107. Plagioklas herrscht, Augit spärlich, Hornblende und Biotit fehlen, Quarz vielleicht secundär = **Leukophyr.**
108. Plagioklas mässig entwickelt 109. 110.

109. Augit, Plagioklas + (Ilmenit oder Magnetit) und Apatit gesteinsbildend = **Diabas.**
110. Nebengemengteile oder stellvertretende Gemengteile erheblich 111. 112.

111. Nebengemengteil ist Quarz in Dihexaedern = **Quarzdiabas.**
112. Hornblende ersetzt den Augit z. T., auch findet sich Chlorit = **Proterobas.**
113. Verschiedene Augitarten ersetzen den gemeinen Augit z. T. 114. 115.

114. Salit oder Salit und Bronzit sind vorhanden = **Salitdiabas.**
115. Enstatit, auch Bronzit, sind vorhanden oder z. T. in Bastit übergegangen; das Gestein zuweilen quarzhaltig = **Enstatitdiabas.**

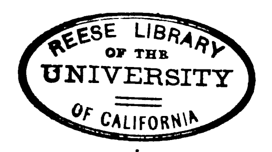
---

[1]) B. scheidet die quarzreicheren und quarzärmeren bis quarzfreien Abarten nicht durch Namen.

Quarzporphyre.

116. Grundmasse ein körniges Gemenge von Feldspat und Quarz 119. 120.
117. Grundmasse nicht nachweisbar individualisiert, „mikrofelsitisch“ = **Felsophyr.**
118. Grundmasse wesentlich eine reine Glasbasis mit oder ohne Entglasungsprodukte und mikrolithische Ausscheidungen = **Vitrophyr.**

119. Feldspatquarzgemenge der Grundmasse regellos: in granulitischer Struktur nach Michel Lévy = **Mikrogranit** und **Granitporphyr.**
120. Feldspat und Quarz der Grundmasse durchdringen einander in pegmatoidischer Struktur nach Michel Lévy = **Granophyr.**



Einleitung.

Geologie oder Geognosie[1]) heisst die Naturgeschichte der Erde, und besonders die Lehre von der allmählichen Entwickelung und Ausbildung derselben, sowie ihrer organischen Bewohner. Unsere Wissenschaft beobachtet also die Kräfte, welche verändernd auf den Erdball und auf die Organismen wirken, ferner studiert sie die Anordnung und Lagerung, die organischen Reste und die anorganischen Bestandteile der grossen Massen, welche die Erdfeste zusammensetzen, sie entnimmt endlich den verwandten Wissenschaften, was diese über allgemeine Verhältnisse unseres Planeten ermittelt haben.

Die Methode der Geologie ist die beobachtende, kombinierende und induktive; die gegenwärtig vor unseren Augen erfolgenden Vorgänge und Naturereignisse geben bei der Forschung den einzigen Anhalt [2]).

Allen Naturwissenschaften, sowie auch der Geographie,

---

1) Die Ausdrücke „Geologie“ und „Geognosie“ werden oft als gleichbedeutend gebraucht; wenn man einen Unterschied macht, so bedeutet Geognosie die Naturlehre des Erdkörpers mit besonderer Rücksicht auf die Beschreibung des Schichtenbaues, Geologie die Entwickelungsgeschichte der Erde.

2) Der erste bedeutende Geolog Deutschlands, Georg Christian Füchsel (geb. 1722 in Ilmenau, Arzt in Rudolstadt, gestorben 1773), sagt in seiner in dem zweiten Bande der Akten der Erfurter Akademie 1761 veröffentlichten „Historia terrae et maris ex historia Thuringiae, per montium descriptionem eruta“, einer leider zu wenig bekannt gewordenen, für die damalige Zeit aussergewöhnlich bedeutenden Schrift § 43 a, Seite 82: „Modus vero, quo natura hodierno adhuc tempore agit et corpora producit . . . . . . pro norma assumendus est, alium non novimus.“ Diesen Grundsatz der aktualistischen Schule haben später namentlich Hutton und Playfair, in unserem Jahrhundert Lyell fester begründet. In neuester Zeit, seitdem man klarere Anschauung von dem Zustande anderer Weltkörper gewinnt, eröffnet sich dem Aktualismus die Aussicht, über Urzustände der Erde Aufschluss zu erhalten.

muss die Geologie ein grösseres oder kleineres Mass von Vorkenntnissen entnehmen und sich zu eigen machen. Aus diesem Grunde konnte die Geologie erst sich entwickeln, als jene, ihre Hilfswissenschaften, zu einer gewissen Vervollkommnung gelangt waren, sie ist thatsächlich die jüngste unter den Naturwissenschaften; ihr Aufblühen beginnt, von einigen kaum beachteten Vorläufern abgesehen, erst in der zweiten Hälfte des achtzehnten Jahrhunderts, und nur im neunzehnten Jahrhundert hat sie sich vertiefen, ausbreiten und befestigen können.

Das Verhältnis der Geologie zur Geographie[1]) wird verschieden aufgefasst, je nachdem der Begriff der „Geographie“ verstanden wird. Es ist am naturgemässesten, unter dem Worte „Geographie“, der historischen Entwickelung dieser schon seit mehr denn zweitausend Jahren gepflegten Wissenschaft entsprechend, die Beschreibung der Erdoberfläche (einschliesslich der Gewässer, sowie der Atmosphäre) unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse und Zustände des Menschengeschlechtes zu verstehen. Auch dem Wortlaute des Namens „Geographie“ entspricht diese Auffassung. Hiernach ist auch die physische Geographie — welche die menschlichen Einrichtungen nur nebenbei berücksichtigt — eine beschreibende Wissenschaft, deren Gegenstand der gegenwärtige Zustand der Erde, also das Gewordene ist. Hingegen das Werden, die Entwickelung, die vormaligen Verhältnisse der Erde gehören der Geologie an. — Da die Geologie aus den gegenwärtigen Vorgängen und Ereignissen auf die früheren zurückschliesst, und da die physikalische, bezüglich chemische Erklärung der Phänomene nach der geologischen Methode erfolgt, fällt ihr auch die gesamte Lehre von diesen Vorgängen und Ereignissen zu. Aber sofern diese Erscheinungen für den jetzigen Zustand der

[1]) Ein eigentümlicher Sprachgebrauch beginnt sich im Deutschen zu verbreiten; man übersetzt nicht „Geologia“ (wohl in der „Geologia Norwegica“ von M. P. Echolt 1657 zuerst angewandtes Wort) oder „Geognosia“ („scientia geognostica“ Füchsel l. c. 209, § 212, am Beginn der Nutzanwendung) mit „Erdkunde“, sondern „Geographia“. An sich würde dieser Sprachgebrauch unschädlich sein; leider bringt er es aber mit sich, dass eine tadelnswerte geistige Spielerei von Einzelnen getrieben wird, welche zwar eine Reihe geographischer Kenntnisse inne haben, aber nicht die zu geologischen Arbeiten — zu welchen sie als Jünger der „Erdkunde“ sich berufen glauben — nötigen Vorkenntnisse.

Erde bezeichnend sind, werden dieselben auch in der physischen Geographie geschildert, und diese schöpft aus der Geologie deren Erklärung. — Eine gedrängte Zusammenfassung der physischen Geographie gehört als integrierender Teil zu jeder Darstellung der Geologie; anderseits wird aber kein vollständiges Lehrgebäude der physischen Geographie ohne einige Kapitel aus der Geologie aufgestellt werden können.

In den nachfolgenden Blättern sollen einige Grundlehren der Geologie in der Ordnung dargelegt werden, dass zuerst die allgemeinsten Naturverhältnisse des Erdkörpers betrachtet werden (Geophysiographie oder physische Geographie i. e. S.). — Dann wollen wir den Bau der Erdfeste aus einzelnen Gebirgsgliedern und aus Reihen von diesen ins Auge fassen — gewissermassen aus der Ferne die Verhältnisse im grossen überblickend — wie ja der Seefahrer den Bau einer Küste nicht selten aus der Ferne erkennen kann (Geotektonik, architektonische Geologie, Lagerungslehre, Stratigraphie). Weiter soll die besondere Beschaffenheit der Gebirgsglieder, bezüglich der im grossen am Aufbau der Erde beteiligten Massen, d. h. der Gesteine oder Felsarten und sollen die chemischen Bedingungen ihrer Bildung studiert werden (Geochemie, chemische Geologie, Petrographie, Lithologie oder Gesteinslehre). Fernerhin wenden wir den Veränderungen der Lagerung der Massen und den dabei wirksamen Kräften unsere Aufmerksamkeit zu (Geomechanik oder physikalische Geologie, Geodynamik z. gr. T.). Schliesslich geben wir einen Ueberblick von dem, was über die früheren Zeiträume der Erdgeschichte nach den während derselben erfolgten Massenbildungen bekannt ist (Geogenie oder historische Geologie).

I. Geophysiographie.

1. Das Sonnensystem.

Jeder Blick auf den gestirnten Himmel zeigt uns eine unendliche Fülle von Weltkörpern. Mit mehr oder minder Willkür hat man jene Gestirne, die uns immer wieder in gleicher Gruppierung an einer bestimmten Stelle des Himmels erscheinen, zu „Sternbildern“ zusammengefasst. — Die Wissenschaft hat zum grössten Teil auf ganz andere Principien als die zufällige Erscheinung hin die Zusammengehörigkeit mancher Gestirne zu Systemen erkannt.

Nur eines der Sternsysteme: das, welchem unser Wohnsitz, die Erde, angehört, darf in der Naturlehre des Erdkörpers uns näher beschäftigen.

Dieses System nennen wir nach dem Gestirne, welches der Erde und offenbar allen anderen Gliedern desselben Licht und Wärme spendet, das Sonnensystem. Die Sonne ist ein Centralkörper oder Fixstern, welchen eine Anzahl von Planeten umkreisen, von denen mehrere noch Monde oder Trabanten besitzen. Weiterhin rechnen wir zahlreiche Kometen und Meteoriten zum Sonnensystem, dem auch das Zodiakallicht angehörig scheint. — Nur von den bis jetzt entdeckten Planeten und von manchen der Kometen haben die Bewegungen sich berechnen lassen, für Meteoritenschwärme, die jährlich in bestimmten Perioden auftreten, lassen sich solche ahnen, so für die Per-

seiden (24. Juli bis 17. August, besonders am 10. August der Laurentius-Schwarm), den Novemberschwarm (12. bis 14. Nov.) etc. — Für die Planeten ist bis jetzt, von der Sonne an gerechnet, folgende Reihenfolge erkannt. 1.[1]) Merkur, 2. Venus, 3. Erde (mit einem Monde), 4. Mars (mit 2 Monden), 5. die Asteroiden (Anfangs Mai 1883 wurden deren 233 als bekannt angegeben), 6. Jupiter (mit 4 Monden), 7. Saturn (mit doppeltem Ringe und 8 Monden), 8. Uranus mit 6 Monden und 9. Neptun (mit 2 Monden).

Das gesamte Sonnensystem bewegt sich mit einer Geschwindigkeit von circa 52,7 km pro Sekunde im Weltenraume; gegenwärtig erscheint die Bewegung gegen das Sternbild des Herkules (am nördlichen Himmel zwischen Leier und Krone) gerichtet, die Bahn des Sonnensystems entzieht sich aber noch der Berechnung.

Der grössere Teil der dem Sonnensystem angehörigen Weltkörper, namentlich die Planeten und deren Monde, umkreisen die Sonne im Sinne einer Bewegung von Ost über Nord nach West, oder von West über Süd nach Ost, d. h. in dem Sinne, in welchem wir geschlossene Schrauben zu öffnen oder Uhren zurückzustellen gewohnt sind.

Im gleichen Sinne drehen sich die Monde, bezüglich Ringe um ihren Mittelkörper und die Sonne selbst, die Planeten und die Monde um ihre eigene Achse. Nur einige der Kometen, z. B. der Halleysche (von 1682, 1759, 1835) und der von 1811 haben gegenläufige Bahnen, die im gleichen Sinne gerichtet sind, „wie der Uhrzeiger sich dreht“, und es scheint auch unter den Meteoriten und Meteoritenschwärmen solche rückläufige zu geben.

Da das gesamte Sonnensystem auf seiner Bahn fortschreitet, sind die Bewegungen der Planeten und ihrer Satelliten in Wirklichkeit äusserst komplizierte epicyklische

---

[1]) Leverrier hatte für wahrscheinlich erklärt, dass ein Planet „Vulkan“ zwischen dem Merkur und der Sonne sich befinde, 1879 wollen Watson und Swift „inframerkurielle“ Planeten gesehen haben, es sind diesen Beobachtern indes erhebliche Gegengründe gegen die Richtigkeit der Deutung ihrer Wahrnehmungen entgegengehalten worden.

Kurven. Indes lassen sich die Planetenbahnen doch nach den (1618 bekannt gewordenen) „Keplerschen Gesetzen“ ausdrücken:

1. Die Planetenbahnen sind als elliptische berechenbar, im einen Brennpunkte der Ellipsen befindet sich der Centralkörper.

2. Die Radii vectores beschreiben in gleichen Zeiten gleiche Räume.

3. Die Quadrate der Umlaufszeiten verhalten sich wie die Cubi der mittleren Entfernung von der Sonne.

Der Durchmesser der Neptunsbahn, welcher ungefähr 10 546 Millionen Kilometer (fast 70 Sonnenfernen oder circa 7245 Sonnendurchmesser) beträgt, ist nur etwa $\frac{1}{3271}$ oder 0,000306 von der Entfernung des nächsten Fixsternes, α Centauri (am südlichen Himmel zwischen Kreuz und Altar, bezüglich Triangel).

2. Die Erde als Glied des Sonnensystems.

Die Erde ist im Mittel 151 Millionen Kilometer von der Sonne entfernt und umkreist diese mit einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von 30 Kilometern pro Sekunde.

Wir zählen die Zeit nach den Umdrehungen der Erde um ihre Rotationsachse für die kürzeren Fristen (den Tag zu 24 Stunden, zu je 60 Minuten, zu je 60 Sekunden) und für längere Zeiträume (Jahre) nach den Umläufen um die Sonne. Der bürgerlichen Zeitrechnung liegt das tropische Jahr zu Grunde: die Zeit, in welcher die Erde wieder in dieselbe anscheinende Stellung zur Sonne und zu den anderen Fixsternen zurückkehrt, d. h. gegenwärtig 365 Tage 5 Stunden 48 Minuten 48 Sekunden oder 31 555 708 Sekunden. Die wahre Umlaufszeit der Erde (das siderische Jahr) ist um 20 Minuten 23 Sekunden länger.

Nach Berechnungen von Adams soll jetzt ein Jahr um 0,012 Sekunden länger sein als zu Zeiten Hipparchs (ca. 200 vor Chr.) — oder ein Jahrhundert jetzt um

7½ Minuten länger als vor 2000 Jahren. Die Erdbahn erscheint für die Gegenwart als eine Ellipse, die das Verhältnis zwischen der Entfernung vom Brennpunkte zum Mittelpunkte und der halben grossen Achse wie 1677 zu 100 000 zeigt (oder ungefähr wie 1 : 60). Diese Excentricität der Erdbahn ist in jährlicher Abnahme begriffen, es wird somit die Bahn der Erde mehr und mehr kreisähnlich. In etwa 24 Jahrtausenden soll ein Minimum der Excentricität eintreten, bei welchem das vorher bezeichnete Verhältnis 3 : 1000 oder $\frac{1}{333}$ sein wird. Später wird die Bahn wieder mehr und mehr an Excentricität gewinnen, nach Laplace und Leverrier beträgt das Maximum 75 : 1000 oder ca. $\frac{1}{13}$. Ein solches Maximum wird in ca. 276 bis 300 Jahrtausenden erreicht werden, wie es früher vor 200 000 und vor 700 000 Jahren erreicht worden war.

Ist also gegenwärtig am Jahreswechsel, wenn die Erde sich in der Sonnennähe (im Perihel) befindet, dieselbe dem Licht und Wärme spendenden Gestirn etwas über 5 Millionen Kilometer näher als beim Aphel (2. Juli), so wird in 24 Jahrtausenden der Entfernungsunterschied noch nicht 1 Million Kilometer (906 000 km) betragen; beim Maximum in circa 300 000 Jahren aber über 22 Millionen Kilometer.

Auch die Zeiten des Perihels und Aphels verändern sich: in etwa 4800 Jahren fällt das Perihel auf Frühlingsanfang etc.

Weiterhin ist veränderlich der Winkel, um welchen die Erdachse von der Senkrechten auf der Ebene der Erdbahn abweicht, die Schiefe der Ekliptik. Gegenwärtig 23° 27′ 55″ betragend, nimmt der Winkel jährlich um 0,47 Sekunden ab; ein Minimum von 21° 59″ wird in ungefähr 11 Jahrtausenden erreicht sein, dann wird nach Stockwells Rechnung die Schiefe der Ekliptik wieder wachsen und in ungefähr 32 Jahrtausenden ein Maximum von 24° 36′ erreichen, worauf wieder eine Abnahme beginnt.

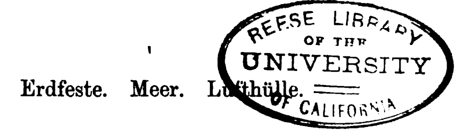
Wiederholt hat man versucht, die Einwirkung solcher veränderlichen Verhältnisse auf das Klima zu berechnen, und es ist allerdings Grund vorhanden, solche Einwirkungen anzunehmen, wiewohl es verfrüht ist, dieselben genau angeben zu wollen.

Bei allen bezüglichen Berechnungen hat man die Lage der Erdrotationsachse im Weltraume und die Masse der Erde für unveränderlich angenommen. Die letztere Annahme ist entschieden irrig, denn fortwährend wächst die Erde durch niederfallende (in ihren Anziehungsbereich gelangende) Meteoriten. In den letzten Jahrzehnten sind durchschnittlich je 3 bis 9 jährliche Meteoritenfälle beobachtet worden, und im ganzen kennt man Fallzeit bezüglich Gesteinsbeschaffenheit von nahezu 1000 dieser Weltkörper[1]). Daubrée[2]) hat, den bewohnten Teil der Erdoberfläche auf 0,016 der gesamten Erdoberfläche veranschlagend, indem er annimmt, dass auch die unbewohnten Gegenden gleichermassen von solchen Ereignissen betroffen werden, 180 Meteoritenfälle als der Zahl 3 entsprechend angeführt, glaubt aber, weil so leicht Meteoriten unbeachtet bleiben, dass die Zahl von 600 bis 700 noch unter der Wirklichkeit zurückbleibe. Wiewohl man nun ein Durchschnittsgewicht von Meteoriten ebensowenig als ein mittleres specifisches Gewicht von solchen aus den überaus verschiedenen beobachteten Zahlen sicher ermitteln kann, dürfte es gerechtfertigt erscheinen, Werte anzunehmen, die mit Sicherheit hinter dem Mittel zurückbleiben, und daraus den minimalen jährlichen Zuwachs der Erde zu berechnen. Nehmen wir also nur 500 jährliche Meteoritenstürze zu je 20 kg und das niedrigste specifische Gewicht der „Météorites alumineuses“ [3]): Daubrées = 3,0, so würden wir einen jährlichen Massenzuwachs von 10 000 kg, bezüglich von 3,333 .... cbm haben. In ungefähr 500 Jahren würde also mindestens die

1) Daubrée, Études synthétiques de géologie expérimentale (II Th.) S. 483. (Paris 1879.)

2) ibid. S. 484.

3) l. c. 545. — Aus 700 jährlichen Meteoritenfällen zu je 100 kg beim specifischen Gewichte 3,5 würde folgen jährlicher Massenzuwachs 70 000 kg oder 20 cbm.



Massenzunahme der Erde der Grösse eines Hauses entsprechen.

Für die geologischen Zeiträume, von welchen wir Grund haben anzunehmen, dass sie nach Millionen von Jahren zählen, wird auch das geringste Mass von Zunahme des Erdballes bedeutungsvoll.

3. Bestand der Erde aus Erdfeste, Meer und Lufthülle.

Alle Massen der Erde, von denen wir Kenntnis haben, zeigen sich streng gesondert zu drei Stoffgruppen, je nach dem bei dem normalen Wärmezustand an der Erdoberfläche vorhandenen Aggregatzustande. Die bei gewöhnlicher Temperatur festen Substanzen sind die specifisch schwereren Körper, welche, anscheinend in hervorragendster Weise am Aufbau der Erde beteiligt, eine Erdfeste oder Lithosphäre bilden. Die bei gewöhnlichem Zustande der Temperatur gasförmigen Substanzen fehlen zwar in der Lithosphäre etc. nicht, finden sich jedoch vermöge ihrer geringen specifischen Schwere fast gar nicht in unabhängiger und zugleich bedeutsamer Entwickelung unter der äussersten Hülle unserer Erde, der Atmosphäre. Diese Lufthülle besteht rings um den Planeten, nimmt nach aussen hin sehr stark an Dichtigkeit ab, ist aber — nach dem Aufleuchten der Sternschnuppen etc. berechnet — eine mindestens 120 km dicke Schale, welche jedoch vielleicht am Aequator über 36 000 km stark ist.

Zwischen die beiden genannten Massen, Erdfeste und Lufthülle (Lithosphäre und Atmosphäre) schaltet sich eine nur partiell entwickelte Decke der Erdfeste ein: das Meer, auch die Wasserbedeckung oder Hydrosphäre genannt. Die Formenumrisse des Meeres hängen wesentlich von der Lithosphäre ab, indem bedeutende Teile der letzteren, in die Atmosphäre hineinragend, Festländer oder Kontinente und Inseln bilden. Man berechnet das Verhältnis der Oberfläche des Meeres zur

Festlandfläche etwa wie 2,5 zu 1[1]). Die mittlere Tiefe der drei grösseren Meeresflächen der Erde, des Atlantischen, des Indischen und des Stillen oder Pacifischen Oceanes wird etwa auf 3700 m veranschlagt werden können, während alle Meere im hohen Norden und die mehr eingeschlossenen Meere weit hinter solchem Betrage zurückbleiben. Krümmel schätzt die Masse der Meere auf 3178000 Kubikmeilen oder etwa 135 Millionen Kubikkilometer. Nach den auf Bessels Rechnungen gestützten Angaben über die Grösse der Erde würde die Lithosphäre danach 8020mal grösseren Raum als die Hydrosphäre einnehmen. Jene Angaben sind auf der Annahme gegründet, dass die Erdfeste ein kugelähnliches Rotationssphäroid sei, dessen Normalgestalt durch die Meeresspiegelfläche (oder den Meereshorizont) dargestellt werde. Man berechnet dann die Länge der Rotationsachse der Erde (ohne Atmosphäre). zu 12712158 m, die der Aequatorialachse zu 12754794 m. Die Differenz (etwa $42\frac{2}{3}$ km) bedingt die „Abplattung", die zu $\frac{1}{299}$ (nach andern $\frac{1}{293}$ oder $\frac{1}{289}$) angegeben ist. Jene Voraussetzungen sind nicht streng richtig: der Meeresspiegel ist, von Anziehungen der Festlandmassen abhängig und auch von anderen Momenten beeinflusst, nicht einem Rotationssphäroide ganz ähnlich; die Messungen, Berechnungen und Berechnungsmethoden erheischen noch Verbesserungen, so dass die Ermittelung der wahren Gestalt der Erde (zunächst der Lithosphäre und Hydrosphäre) noch auf längere Zeit die Geodäten beschäftigen wird. Für die Geologie besonders wichtig ist der jetzt wohl allseitig anerkannte Umstand, dass der Meeresspiegel nicht dem Rotationssphäroid entspricht, sondern dass je nach der Nähe oder Entfernung von Kontinenten und besonders Gebirgsländern die auf gleichen Breitenkreisen gelegenen Teile des Meeresspiegels vom Erdmittelpunkte, den wir mit dem

---

[1]) Krümmel gibt in seiner Abhandlung zur Morphologie der Meere 1879 2,443 : 1, während früher 2,7 : 1 angenommen wurde.

Schwerpunkte des Planeten für identisch halten mögen, verschiedene Entfernung haben. Es werden Höhendifferenzen [1]) von 1000 oder gar von noch mehr Metern für verschiedene Stellen des Meeresspiegels berechnet. — Ob die Atmosphäre eine der festen und flüssigen Masse der Erde genau entsprechende Gestalt, also überall gleiche Höhe habe, oder gewisse dauernde Abweichungen zeige, ist nicht mit den jetzt zu Gebote stehenden Hilfsmitteln bestimmbar. Ebensowenig lässt sich bis jetzt ermitteln, ob das quantitative Verhältnis zwischen Lithosphäre, Hydrosphäre und Atmosphäre konstant ist oder nicht, d. h. ob dem Meere und der Atmosphäre ebensoviel Wasserstoff, Sauerstoff, Kohlenstoff etc. stets wieder zurückgegeben wird, als durch Oxydation, Hydratisierung, Karbonatbildung etc. fortdauernd entzogen wird.

4. Die Lufthülle oder Atmosphäre.

Die Luft unserer Atmosphäre ist ein Gemenge von Stickstoff und Sauerstoff mit sehr untergeordnetem Gehalte an Wasserdampf, Kohlensäure und Spuren anderer Gase. Stickstoff und Sauerstoff sind nach den Ergebnissen sehr zahlreicher eudiometrischer Untersuchungen fast immer und überall in konstanter relativer Menge gefunden worden, trotzdem keine chemische Verbindung vorliegt. Es enthält nämlich wasserfreie Luft 79 Raumteile Stickstoff gegen 21 Raumteile Sauerstoff oder 77 Gewichtsteile Stickstoff gegen 23 Gewichtsteile Sauerstoff. Der Kohlensäuregehalt der Luft beträgt gewöhnlich nur 3—4 von 10 000 Raumteilen und ist meistens unmittelbar an der Erdoberfläche (wo er von Pflanzen und von einzelnen Mineralsubstanzen absorbiert wird) etwas kleiner als in 1000 bis 2000 m Höhe, in den obersten Partien der Atmosphäre tritt die Kohlensäure wieder zurück (neue

---

[1]) Litteraturnachweise etc. über diesen wichtigen Punkt: Stokes im 8. Bd. der Transactions of the Cambridge Phil. Soc. — Thomson & Tait, Treatise on natural philosophy 1867. — Phil. Fischer, Untersuchungen über die Gestalt der Erde, Darmstadt 1868. — Bruns, Die Figur der Erde, k. pr. geod. Inst. Berlin 1878. — Zöppritz, Referat im geogr. Jahrb. 8. Bd. — Pogg. Ann. Bd. XI, N. F. 1880.

Beob. v. Muntz und Aubin Ct. rd. 1881). Der Wasserdampf ist in ungleichmässigen und wechselnden Mengen vorhanden, je nach dem Dasein oder Fehlen von Ursachen, welche ihn der Atmosphäre zuführen, und je nach den Temperaturverhältnissen, Luftbewegungen etc.

An der Erdoberfläche in der Nähe des Meeresspiegels wiegt ein Kubikmeter Luft ungefähr 1300[1] g, ein Kubikmeter destillierten Wassers würde ja 1000 kg wiegen und gewöhnlich findet man das specifische Gewicht der Luft zu 0,0013 von dem des Wassers. Die ganze Atmosphäre lastet auf jedem Quadratcentimeter in der Nähe des Meeresspiegels mit einem Gewichte von ungefähr 1033 g, entsprechend einer Wassersäule von 10,33 m oder einer Säule von Quecksilber, die 760 mm hoch ist. (Spec. G. d. Quecksilbers ca. 13,6; d. h. ein Kubikcentimeter Quecksilber wiegt 13,6 g — 76 ccm × 13,6 = 1033,6 g.) Der Druck der Atmosphäre unterliegt jedoch bedeutenden Veränderungen. Man beobachtet am Meereshorizonte Barometerstände unter 740 mm[2] (entsprechend 1006 g pro Quadratcentimeter) und über 770 mm (entsprechend 1047 g pro Quadratcentimeter). 41 g Druckdifferenz pro Quadratcentimeter würden einem niemals erreichten höchsten Betrage von Druck-, Stoss- oder Hubkraft des Sturmes entsprechen, denn unvermittelt können die Extreme des Luftdruckes nicht nebeneinander entstehen. — Doch hat man bei Orkanen, welche pro Sek. 28 m zurücklegen, eine Druckkraft von 9,5 g pro Quadratcentimeter gemessen. Ist an zwei benachbarten Stellen der Luftdruck ungleich, so bewegt sich die Atmosphäre, um das Gleichgewicht wieder herzustellen; indes wird immer nur für verhältnismässig kleine Räume und für kürzere, sehr selten mehrwöchige Zeitläufe die „Windstille“ erreicht. Störungen des Gleichgewichtes erfolgen immer wieder durch Wechsel der

---

[1] Genauer 1293 g für 0° und 760 mm Barometerstand.

[2] Die normale Isobare im Januar für das Südpolarmeer ist 735 mm. Bei Stürmen kennt man barometrische Minima von 723 mm am Meer, entsprechend 980 g pro Quadratcentimeter.

Temperatur, des Feuchtigkeitsgrades und Veränderungen der Luftströmungen.

Wird Luft erwärmt, so dehnt sie sich, falls keine Druckveränderung eintritt, derart aus, dass ihr Volumen für jeden Grad Wärmezunahme um 0,003665 $(\frac{1}{273})$ wächst, oder ungefähr für 100 Grad von 1 auf $^{41}/_{30}$ steigt. Jeder Kubikmeter Luft wird also durch Erwärmung um 1° C. um 3665 ccm grösser, und zugleich die in dem ursprünglichen Raume zurückbleibende Luft um 4,736 g leichter.

Tritt Luft mit Wasser in Berührung, so verdunstet ein Teil des letzteren; die Spannkraft des Wasserdampfes wird frei, und die Luft vergrössert ihr Volumen durch Dampfaufnahme, zugleich auch durch die Veränderung des specifischen Gewichtes. Ein Kubikmeter trockener Luft von 20° C. nimmt, wenn diese sich mit Wasserdampf sättigt, bei gleichbleibendem Barometerstande räumlich um 22,0415 ccm oder dem Gewichte nach um 17,1 g zu, mit Rücksicht auf das specifische Gewicht des Dampfes, welches 0,6 von dem der Luft beträgt.

Luftströmungen oder Winde gleichen etwaige Differenzen in Dichte, Spannung und Temperatur der Atmosphäre aus. Wir können unterscheiden lokale, regionale und tellurische Winde von regelmässiger Art und unregelmässige Winde. Besonders die letzteren steigern sich oft zu Stürmen und Orkanen, bei denen Wirbelbewegungen in starkem Masse auftreten. Als lokale Winde betrachten wir die Berg- und Thalwinde etc., als regionale die Land- und Seewinde, als tellurische die Antipassate, Passate und die regelmässig jahreszeitlich wechselnden Monsune. Bei der Richtung der allgemeinen Winde wie bei dem Fortrücken der Wirbelwinde etc. bestimmt die Erdrotation wesentlich die auftretenden Windrichtungen.

Im allgemeinen haben wir uns vorzustellen, dass diejenigen Veränderungen der Körper, welche wir als Erwärmung oder Erkaltung derselben fühlen, auf Molekularbewegungen beruhen, welche für die meisten Substanzen in der Art erfolgen, dass lebhaftere Bewegungen,

durch welche die Moleküle mehr einander abstossen und gewissermassen auseinanderrücken, als Erwärmung fühlbar sind. Sind die Körper aus gedrängt zusammenliegenden Molekülen gebildet, d. h. in dichterem Zustande vorhanden, so teilt sich die Molekularbewegung schneller mit, als wenn von vornherein den einzelnen Molekülen so zu sagen freierer Spielraum zu eigenen Bewegungen gegeben ist, ohne die benachbarten Moleküle zur gleichen Bewegung zu zwingen. So erklären wir, dass jene Wärmeschwingungen, welche von den Gestirnen ausgehen, ihre hauptsächliche Wirkung nicht in der dünnen oberen Atmosphäre äussern, sondern wesentlich in den unteren Lagen der letzteren. Gleichwohl soll nur etwa $^1/_6$ bis $^1/_4$ der Bewegung unmittelbar beim Durchgange der Bewegung durch die Atmosphäre sich dieser mitteilen; während die Wärmeschwingungen, welche der Erdoberfläche oder der Meeresfläche mitgeteilt worden sind, die unteren Luftschichten dann von unten her energischer erschüttern. So wird die Luft vornehmlich vom Erdboden und vom Meere aus erwärmt, wenn die Sonne Land oder Wasser bescheint; das Land, bezüglich der Fels erhalten stärkere Insolationswärme als die den Boden deckenden Pflanzen, letztere aber mehr als das Wasser, wegen der geringeren Zusammendrängung der Moleküle des letzteren. Die Insolationswärme des Bodens, bezüglich der Felsen scheint für unter ähnlichem Winkel auffallende Sonnenstrahlen unter allen Verhältnissen ziemlich gleichbleibend zu sein, so dass bei mehrstündiger Einwirkung nahezu senkrechter Strahlen, wenn nicht zu viel verdunstendes Wasser vorhanden, Boden- oder Felstemperaturen von ungefähr 45 bis 50 ° C., bisweilen bis über 70 ° erreicht zu werden pflegen, mögen wir auf einem Hochgebirgsgipfel oder in der Tiefebene, unter den Tropen oder in mittleren Breiten beobachten. Neben dem heissen Felsen aber wird die dichtere Luft der Tiefe viel mehr als die dünnere der Berge oder Hochflächen erwärmt.

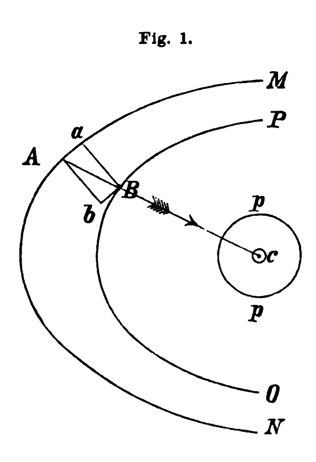
Die Festlandmassen, welche den Tropen und dem subtropischen Gebiete angehören, erwärmen in hervor-

ragender Weise die auf ihnen befindlichen Luftmassen. Durch die Erwärmung ausgedehnt und gewissermassen aufgelockert, steigt die Luft dort aufwärts. In etwas geringerem Masse wirkt ähnlich auflockernd die den tropischen Meeren durch die Sonne gewordene Wärme, welche sich der Luft mitteilt. Noch schwächer ist die sommerliche Lufterwärmung über den Kontinenten in mittleren Breiten. Den aufgelockerten aufsteigenden Luftteilen strömen aus den benachbarten Regionen andere nach, die vorzugsweise nach den tropischen Kontinenten sich richten, wo die Lufterwärmung am stärksten ist. Sehr bedeutende Gebirge, wie die südamerikanischen Anden, schwächen die Anziehung der Luft. Nur im Sommerhalbjahr überwiegt der nach dem südlichen Asien gerichtete Wind über den nach stärker erwärmten Teilen des Indischen Oceans gerichteten. Die zuströmenden Luftteile sind bei ihrer Bewegung von der Rotation der Erde nach dem Beharrungsgesetz derart abhängig, dass die aus höheren Breiten dem Aequator zuströmenden Winde (Polarströmungen) eine von Ost nach West gerichtete, der Erdrotation entgegenlaufende Komponente ihrer Richtung erhalten, während die polwärts strebenden Winde oder Aequatorialströmungen eine Komponente, welche von West nach Ost geht und der Rotationsgeschwindigkeit höherer Breiten voraneilt, bekommen. Die Aequatorialströmungen pflegen sich schneller als die entgegengesetzten zu bewegen. Die wirkliche Windrichtung hängt von der Stärke der Komponenten der Bewegungen ab.

Nun ist wahrscheinlich, der Beweglichkeit der Luft und der Wirkung der Centrifugalkraft entsprechend, in den tropischen Gegenden die obere Grenze der Atmosphäre vom Meeresspiegel entfernter als in den Polarregionen, es findet aber zugleich infolge des stetigen Aufsteigens erwärmter Luft ein höherer Luftdruck in den oberen Teilen der Atmosphäre statt, so dass auch die Höhenisobaren sich vom Meeresspiegel mehr entfernen, wenn wir gegen den Aequator vorschreiten. Die Schwerkraft, welche auf die Luftteilchen einwirkt, wird nicht

senkrecht zur Oberfläche der Lufthülle, bezüglich zu den Höhenisobarenoberflächen wirken, sondern jedem der Luftteilchen eine polwärts gerichtete Bewegung mitteilen: die äquatoriale Luft fliesst polwärts ab, wenigstens aus den oberen Teilen der Atmosphäre. Diese polwärts gerichtete Bewegung (die Antipassate) verringert den Luftdruck im Tropengebiet und erst in den Gegenden des 30. Parallelkreises der Nord- und der Südhalbkugel macht sich der Einfluss der äquatorialen Anschwellung der Atmosphäre durch grossen Luftdruck bemerkbar. Dieser Luftdruck aber veranlasst das Abströmen der unteren Luftmassen aus den marinen Gebieten jener Gegenden sowohl gegen den Aequator hin als Passat, wie polwärts. Die von den beiden Gürteln höchsten Luftdruckes gegen höhere Breiten hin wehenden Winde verschmelzen leicht mit den Antipassaten, während die Passate je von dem darüber wehenden Antipassat durch eine durchschnittlich etwa 1000 m mächtige Zone getrennt sind, in welcher eine besonders trockene Luft meist windstill, selten durch heftigere, oft wirbelnde Bewegungen aufgeregt ist. — Wo diese windstille Lage der Atmosphäre den Meeresspiegel erreicht, finden wir die „Kalmen der Rossbreiten“. — In der Aequatorregion, wo auf dem Meere sich der Passat der nördlichen mit dem der südlichen Halbkugel entgegenstreben, entwickelt sich eine andere Windstillenregion (die der Doldrums).

Fig. 1.



C stelle den Erdmittelpunkt vor, p p die Pole. P B O und M a A N sind Höhenisobaren. — Die Schwerkraft treibt ein in A befindliches Luftteilchen gegen C. Nach B hin sind aber immer dichtere Luftteile im Wege, gegen a nur Partikel, welche unter gleichem Drucke stehen wie A. Die Bewegung zerlegt sich daher nach dem Gesetze des Parallelogrammes der Kräfte in eine centripetale Komponente A b und eine polwärts gerichtete A a.

Monsune heissen jene jahreszeitlich wechselnden Winde, die z. B. im Indischen Ocean herrschen und auch in anderen Gebieten auftreten. Im wesentlichen haben wir meist mit Winden zu thun, die nicht so umfangreiche Areale als die Passate berühren, und die von vielen nur als die über den Aequator hinüberwehenden, dadurch umgelenkten, Passate betrachtet werden. Auch die gegen die Kontinente gerichteten, vom gewöhnlichen Passat der Meere gewissermassen abgezweigten Luftströmungen höherer Breiten werden bisweilen Monsune genannt.

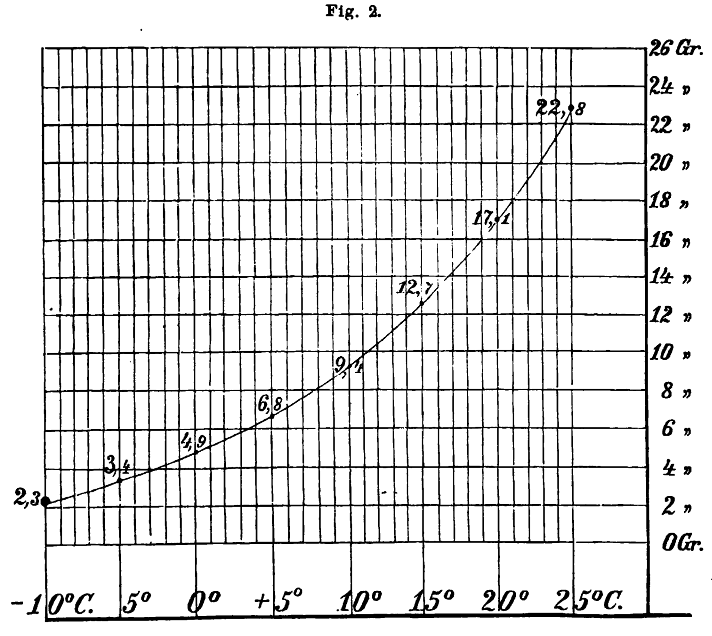
Die unregelmässigen Winde hängen mit dem Entstehen und Vergehen von Luftdruckänderungen zusammen, welche an einzelnen enger begrenzten Gebieten entweder Luftdruckmaxima oder Luftdruckminima hervorbringen, wie es durch Aufsteigen oder Herabsinken grösserer Luftmassen geschehen kann. In beiden Fällen erfolgt die Luftströmung an der Erdoberfläche mit spiraliger Drehung. Um ein Luftminimum (Depression) her strömt die Luft gewaltsam zu und bildet einen Wirbel, innerhalb dessen auf der Nordhalbkugel die Drehung von Ost über Nord nach West und Süd („dem Uhrzeiger entgegen"), umgekehrt auf der Südhalbkugel, erfolgt. Die Luftdruckminima selbst rücken gewöhnlich verhältnismässig schnell fort und sind dabei wie Passat und Antipassat von der Erdrotation abhängig. — Von den Luftdruckmaximis strömt die Luft allseitig mit Drehung (von West über Nord nach Ost und Süd auf der Nordhemisphäre) ab, diese sogenannten Anticyklonen blasen meist etwas weniger heftig als die Cyklonen, auch wechseln die Maxima weniger den Ort, als es die Minima thun. — Gewisse regional oder gar nur lokal auftretende, zwar öfters wiederkehrende, aber doch unregelmässige Winde werden mit besonderen Namen belegt; so in der Central- und Ostschweiz der Föhn, bei Triest die Bora, im Mediterrangebiete, sowie einem Teile des Atlantischen Oceans der Scirocco etc.

Als Verteiler der äolischen Gebilde und als Lenker der Wellenbewegung der Gewässer sind die Winde von hoher geologischer Bedeutung; fast mehr noch als die

Träger und Lenker der atmosphärischen Niederschläge und als Erhalter oder Zerstörer der Bodenfeuchtigkeit, von welcher sehr viele Quellen abhängen.

Oben wurde des Umstandes gedacht, dass durch verdunstendes Wasser die Luft sich ausdehnen und mit Wasserdampf anreichern oder gar sättigen kann. Für jeden Temperaturgrad besteht eine Sättigungsmenge, welche der höchsten für den betr. Wärmegrad erreichbaren Spannung des Wasserdampfes entspricht; jeder etwaige Ueberschuss wird wieder zu Wasser oder Eis

Fig. 2.



Sättigungsmengen von x Gramm Wasserdampf in 1 Kubikmeter Luft von y Grad Celsius.

kondensiert. Vorstehende graphische Darstellung zeigt die Sättigungsmengen für die Temperaturen, welche häufiger in Betracht kommen, wobei das Gewicht des

Wassers in 1 cbm Luft zu Grunde gelegt ist. Die hiernach aufgestellten Zahlen entsprechen auf einige Zehntel, d. h. für die Praxis genau genug, der jedesmaligen Maximalspannkraft des Wasserdampfes in Millimetern ausgedrückt.

Die Luft strebt nun überall, wo sie mit Wasser, mit feuchter Erde oder feuchtem Fels oder auch mit Vegetabilien etc. in Berührung ist, Wasserdampf zu absorbieren. Aeusserst selten sättigt sie sich unmittelbar an der Feuchtigkeitsquelle so sehr, dass die in 10—15 m über dem Wasser befindlichen Hygrometer uns den Sättigungszustand anzeigen könnten, weil die Dampfaufnahme einen so bedeutenden Volumenzuwachs bedingt, dass meist schon vor Eintritt der Sättigung die feuchte Luft aufsteigt. Dies Aufsteigen wird bei den beträchtlichen Unterschieden der Durchsichtigkeit und anderer optischen Eigenschaften feuchter und trockener Luft häufig sichtbar.

Die Sättigung tritt in der Regel durch eine Abkühlung ein. Eine solche erfolgt besonders häufig 1) durch Berührung der Luft mit kälteren festen Körpern (Boden, Felsen, Vegetabilien etc.) oder mit kälterem Wasser; 2) durch Vermengung, bezüglich Berührung verschieden warmer Luftmassen; 3) durch Aufsteigen von Luftmassen, bezüglich durch Druckverminderung. Für die atmosphärischen Niederschläge etc. kommen nun folgende weitere Verhältnisse in Betracht: 1) Jede Verdunstung bewirkt eine Abkühlung, jede Kondensation dagegen eine Erwärmung und zwar in dem Masse, dass bei Verdichtung von 1 g Wasserdampf 0,6 Wärmeeinheiten frei werden. Die specifische Wärme der Luft wurde von Regnault zu 0,2377 angegeben; durch Verdichtung von 1 g Wasserdampf wird also 1 cbm Luft von 0^0 bei 760 mm Barometerstand auf $1,9^0$ erwärmt, bei 600 mm Barometerstand (etwa 1900 m Höhe) auf fast $2,5^0$, etc. 2) Kommt Luft, ohne von aussen Wärme zugeführt zu erhalten, unter geringeren Druck, so dehnt sie sich aus, zu welcher Bewegung ein Teil ihrer Temperatur verbraucht (latent) wird. Trockene Luft wird um 1^0 kälter, wenn sie entweder 100 m emporgestiegen ist oder wenn der baro-

metrische Druck, von 760 auf 750,5 verringert, eine Expansion bedingt hat. 3) In manchen Fällen und namentlich, wenn Gewitter in den in geringer Höhe hinziehenden Wolken sich bilden, scheint die bei der Kondensation des Wasserdampfes frei werdende Wärme nicht als solche aufzutreten, sondern diese Bewegung in Elektricität sich umzusetzen. 4) Zur Erkaltung der Felsen, des Bodens, der Vegetabilien und selbst der Wasserflächen trägt die Ausstrahlung in hellen Nächten am meisten bei; Wolken hemmen dieselbe.

Ist für das Windsystem die gegenwärtige Verteilung von Land und Wasser, von Gebirge und Ebene von bestimmender Bedeutung, so zeigt sich dieselbe für die Hydrometeore nicht minder als beherrschend. Es ist sogar die Abhängigkeit der feuchten Niederschläge und Ausscheidungen von der Bodenkonfiguration noch augenscheinlicher als bei den Winden, besonders für Gegenden, bei denen man, wie bei den verschiedenen Hängen und verschiedenen Höhen eines Gebirges die Verschiedenheiten bezüglich der Winde weniger oft hervorhebt, als hinsichtlich der Niederschläge. Der Umstand, dass Ebenen, über welche ein feuchter Wind mit grosser Konstanz hinweht, bisweilen an Niederschlägen arm bleiben, während Gebirge und Bergländer, welche derselbe Wind bestreicht, viele Niederschläge erhalten, zeigt, dass nicht in allen Fällen Regen und Wind so innig und direkt zusammenhängen, wie dies angenommen werden könnte, weil es wirklich häufig der Fall ist. In Bezug auf die Hydrometeore zeigen sehr oft nahe gelegene Teile kleiner Flächenräume ansehnliche Verschiedenheiten, welche besonders für die Erosionsverhältnisse bedeutsam sind. Diese vielen lokalen Unterschiede machen es sehr schwer, kartographisch auf Uebersichtsblättern in kleinem Massstabe die geologisch wichtigen Verhältnisse darzustellen. Wir finden meistens für die einzelnen meteorologischen Stationen nur Angaben über Hygrometer-Ablesungen, und über die Mengen der als Regen und Schnee, bez. Hagel gefallenen Niederschläge. Letztere Angaben sind z. T. nur geeignet, die Gesamtmenge von Regen und Schnee

für ein Jahr zu beurteilen, z. T. bekommen wir noch ein Bild der Verteilung der Niederschläge auf kürzere Perioden (Monate, Dekaden, Wochen, Pentaden, Tage etc.). — Dagegen fehlt gewöhnlich[1]) die Messung von Tau und von Nebelniederschlag. Und über Bodenbeschaffenheit zur Zeit des Niederschlages pflegen ebensowenig Aufzeichnungen gemacht zu werden. Auch über die Verhältnisse, unter denen sich Schmelzwasser aus Schnee, Hagel und Eis bildet, so bedeutsam dieselben für die Geologie sind, pflegen die meteorologischen Aufzeichnungen und Tabellen nur ungenügenden Aufschluss zu gewähren.

Man unterscheidet bei zusammenfassender Betrachtung, aber ohne Rücksicht auf Tau und Nebel: 1) Gebiete überwiegender fester Niederschläge oder Schneelandschaften (Polarregionen und Hochgebirgsgipfel z. T.) — Dies Gebiet ist mit der sog. Region des ewigen Schnees nicht identisch. Ewiger Schnee liegt überall dort, wo die Wärme der trockenen Jahreszeit nicht hinreicht, den Schnee zu schmelzen oder in Firn und Gletscher zu verwandeln. In solchen Gegenden kann aber die Mitteltemperatur über dem Gefrierpunkte liegen, und können also sehr viele wässerige Niederschläge fallen. 2) Gebiete gemischter Niederschläge oder Gebiete sommerlicher Regen- und winterlicher Schneefälle. 3) Gebiete ausschliesslicher Regen. — Weiter scheiden wir Landschaften fast beständiger Regen (Kalmengürtel der Tropen); Gegenden mit doppelter oder unterbrochener Regenzeit; Zonen mit einfacher Sommerregenzeit beim Zenithstaude der Sonne; Zonen mit einfacher Winterregenzeit beim niedrigsten Sonnenstande, unterbrochen an den Ostseiten der Festländer durch Gebiete von Sommerregen und durch die regenarmsten bekannt gewordenen Distrikte (Wüsten und Steppengebiete); Gürtel wechselnder Regenperioden, welche allerdings an einzelnen Orten ziemlich gleichmässig als Herbstregen (an den Westküsten der Kontinente), als Sommerregen oder als Frühlingsregen (z. B. in Mittelspanien) auftreten.

[1]) S. später in der Gletscherlehre.

Wird gebirgigen Gegenden der Niederschlag durch herrschende Winde zugeführt, so wird die diesen Winden zugekehrte Seite des Gebirges den grösseren Teil des Regens empfangen, sie ist die Steilseite des Gebirges, hat aber meist weniger beständige und im einzelnen kleinere Flüsse. Bei Ueberschreitung des Gebirges finden wir im Windschatten ein ungleich regenärmeres, bisweilen fast regenfreies Gebiet. Im Gebirge selbst wächst die Regenmenge gegenüber der am Gebirgsfusse beobachteten beim Aufsteigen bis zu Meereshöhen von etwa 2000 m oder mehr. In bedeutenderen Höhen, namentlich über 3000 m, pflegt die Luft wieder trockener, der Niederschlag minder häufig und weniger massenhaft zu sein. Die Beziehungen dieser meteorologischen Verhältnisse zu der Erscheinungsform der meisten Gebirge werden später näher hervorgehoben werden, aber auch die Verteilung der Vegetation und Fauna an Gebirgen ist ausser von der nach der Höhe abnehmenden Temperatur wesentlich von den Hydrometeoren abhängig.

5. Das Meer.

Die Wasserhülle oder Hydrosphäre der Erde ist eine Bedeckung, die nur teilweise, zu $^5/_7$ etwa der Oberfläche, die feste Erde bekleidet. Als die hauptsächlichste Bildungsstätte derjenigen Massen, die uns als Erden und Felsen bekannt sind, ist dieselbe geologisch höchst wichtig. Das Wasser unserer Meere ist eine stark verdünnte Lösung von Chlornatrium und einigen anderen Chlorüren, sowie von mehreren weiteren Substanzen. Im grossen und ganzen ist die Zusammensetzung sehr konstant, im offenen Ocean nur auf Bruchteile von Prozenten wechselnd. Je nachdem man gewisse Brackwasserseen (Ostsee, Pontus etc.) noch als Meeresteile auffasst oder nicht, wird man höchstens abgesonderten Partien eine etwas verschiedene Wasserzusammensetzung zuschreiben oder grösste Gleichmässigkeit behaupten. Wir wissen, dass durch jeden einströmenden Fluss, durch jeden Regenguss, durch jede Abscheidung von Wasserdampf, jedes Tier-

und Pflanzenleben im Meere, durch die Entstehung von Absätzen stete chemische Veränderungen eintreten, nehmen aber doch auch zeitlich eine gleichmässige Zusammensetzung an. Beim Abdampfen von Meereswasser erhält man einen Rückstand von Salzen, der etwa 3,43 bis 3,70 Prozent beträgt. Dabei sind in grösster Menge vorhanden:

Chlornatrium	2,69—2,72	oder auf 100 Teile Salzgemenge	78,3—78,1.
Chlormagnesium	0,33—0,37	„ „ „ „ „	9,4—10,5.
Magnesiumsulfat	0,20—0,23	„ „ „ „ „	5,3— 6,5.
Calciumsulfat	0,13—0,14	„ „ „ „ „	3,7— 3,9.
Chlorkalium	0,06	„ „ „ „ „	1,7— 1,3.

Nur etwa 0,0071 bis 0,01 Prozente des Wassergewichtes, oder 0,21 bis 0,4 Procente der gesamten Salzmenge kommen auf andere Stoffe, von denen Brommagnesium und Calciumkarbonat, Calciumphosphat, Eisenkarbonat und Chlorrubidium, Fluorcalcium, als direkt nachgewiesen angegeben werden. In welcher Verbindung die sehr kleinen Mengen von Jod, von Kieselsäure, von Bor, von Aluminium, von Mangan vorhanden sind, bleibt unentschieden. In den Rückständen der Abdampfung sind noch Ammoniaksalze direkt nachgewiesen worden. In Kesselsteinen zeigt sich Strontium und Baryum. Im Kupferbeschlage der Schiffe lässt sich Silber, auch Spuren von Gold nachweisen. Spektralanalytisch fand man Arsen, Lithium, Cäsium. In der Asche von Tangen erkannte man die Anwesenheit von Zink, Blei, Kupfer, Nickel, Kobalt. Die manganreichen Knollen, welche sich in der Tiefe des Stillen Oceans ausgeschieden haben, vielleicht unter Mitwirkung untermeerischer Quellen, halten bis 0,7 Prozent Titansäure, und scheinen noch Spuren von Antimon zu führen. Bisher hat man in dem Wasser der jetzigen Meere oder in darauf allein zurückführbaren Substanzen eine Anzahl Elemente noch nicht aufgefunden, obwohl wahrscheinlich sämtliche Elemente darin vorhanden sind, weil es von allen lösliche Verbindungen gibt und weil Absätze des Meeres früherer Erdperioden verschiedene jener Elemente enthalten. — Ausserdem finden sich im Meerwasser Gase absorbiert, und zwar namentlich Kohlen-

säure, atmosphärische Luft, Sauerstoff und zuweilen Kohlenwasserstoffe, auch Stickstoff. Bezüglich der Verteilung dieser Gase spielt einerseits das organische Leben eine grosse Rolle, dann die Zersetzung abgestorbener Organismen, ferner der Umstand, dass bewegtes Wasser absorbierte Kohlensäure gegen atmosphärische Luft, mit der es in Berührung steht, austauscht, auch von der atmosphärischen Luft mehr Sauerstoff als Stickstoff aufnimmt. Auch wird bei Temperaturzunahme absorbierte Kohlensäure frei. Der Sauerstoffgehalt des Meerwassers scheint nach den bei der Challengerexpedition gemachten Beobachtungen am grössten an der Oberfläche zu sein, von da rasch bis in etwa 600 m Tiefe abzunehmen, dann aber allmählich wieder zu steigen, von etwa 1600 m Tiefe ab aber bis zum Boden konstant etwa $^3/_4$ der an der Oberfläche gefundenen Menge zu betragen.

Während der Druck die Dichtigkeit des Wassers nur unbedeutend zu vergrössern vermag, ist diese hauptsächlich von der Temperatur und dem Salzgehalte abhängig und wahrscheinlich sind erhebliche Verschiedenheiten der Dichtigkeit nur in den obersten, 400—600 m mächtigen Wassermassen vorhanden, unter 1000—1200 m Tiefe stellt sich eine sehr gleichmässige Dichtigkeit ein. Die Temperaturen, an der Meeresoberfläche und bis zu einiger Tiefe von der Bestrahlung durch die Sonne[1]), von der Berührung mit der Atmosphäre, von Verdunstung etc. und vornehmlich von den Wasserbewegungen abhängig, werden in der Tiefe sehr konstant und sind sehr niedrig. Zwar sinkt nach den neueren Beobachtungen die Temperatur allgemein in allen Meeren nach dem Boden hin fortdauernd, aber dieses Sinken tritt von der Oberfläche her sehr rasch bis zu etwa 200—300 m Tiefe ein, von da verlangsamt sich die Abnahme der Wärme: fast nirgends wurde im freien Ocean eine Temperatur von $+10^0$C. in grösserer Tiefe als 1000 m beobachtet, unterhalb 1200 m Tiefe ebenso selten mehr als $+5^0$ C. Die Bodentempe-

[1]) Das Wasser ist äusserst wenig diatherman, auch in den Tropen wird die von der Sonne abhängige Temperaturverschiedenheit nur bis zu Tiefen von 150 bis 180 m gespürt.

raturen der tieferen, freien Oceane sind zwischen + 2° und — 2° gefunden worden, innerhalb der Polarkreise hat man sogar Bodentemperaturen des Oceans von weniger als — 3° beobachtet; schon 1818 hatte Sir John Ross im Nordpolargebiet in mässigen Tiefen bis 900 m unter der Oberfläche Temperaturen von — 3,6° C. gemessen. Auffallend erscheint, dass gerade unter den Tropen das kalte Wasser der Tiefe dem Spiegel des Oceans am meisten sich nähert. — Nur in Meeresteilen, welche durch unterseeische Gebirge eingeschlossene Becken darstellen, finden wir Temperaturen, welche von der Barre ab bis zum Grunde ungefähr konstant sind, die niedrige Temperatur der freien Oceane aber nicht erreichen. Zwischen Kap Trafalgar und Kap Spartel bildet ein 220—366 m tief unter der Oberfläche gelegenes unterseeisches Gebirge, über welchem das Wasser 12,2°—12,8° warm ist, die Westgrenze des Mittelmeeres. Im gesamten Mittelmeere haben alle Wasser zwischen dieser Tiefenzone und dem Grunde eine ungefähr jener gleiche Temperatur: 12,8° bis 13,6°. Im Falle des Mittelmeeres findet sich auch das Oberflächenwasser im mittleren winterlichen Minimum gegen 13° warm. — Die Sulu- oder Mindorosee scheint zwischen 750 und 700 m unter der Oberfläche abgedämmt zu sein, denn von 730 m Teufe an bis zum Grunde (4660 m) wurde von Sir G. Nares ein gleichmässig auf 10,4° bis 10,3° warmes Wasser beobachtet. Aehnliche Erscheinungen kennt man von der melanesischen See, vom chinesischen Meere, auch von der Shetlandsee etc. Aus den bisher bekannten Erscheinungen ist durch Carpenter der Schluss abgeleitet worden, dass die gesamten unteren Meeresschichten in langsamer aber beständiger Bewegung von den Polen nach dem Aequator zu begriffen sind. Es ist wohl zweifellos, dass die Wellen, welche die ganze Wassermasse der Oceane bewegen, wie die Flutwelle und die Wellen grösserer Erdbeben die Gleichmässigkeit von Dichte und Temperatur in den Hauptmassen der Meere, ihren Tiefen, wesentlich mit bedingen. Die in Rede stehenden Wellen bewegen die Wassermassen von unten auf und können daher namentlich die Erd-

bebenwellen, deren Entstehungsaugenblick und Fortpflanzungsgeschwindigkeit bekannt ist, zu Berechnungen oder Schätzungen mittlerer Wassertiefen dienen. Unter normalen Verhältnissen sind die sekundären oder progressiven Flutwellen in Bezug auf Fortpflanzungsgeschwindigkeit den Erdbebenwellen gleich.

Die Flutwellen sind zu jener längst bekannten Erscheinung gehörig, welche man Gezeiten, auch Tiden nennt, zu den Bewegungen der Hydrosphäre, welche durch die Differenzen der Anziehungen des Mondes und der Sonne auf die Massen an der Erdoberfläche und am Erdcentrum entstehen. Infolge seiner grösseren Erdnähe bewirkt der Mond eine 2,2 mal bedeutendere Flut als die Sonne[1]. Das Entstehen von Springfluten und von Nippfluten beruht auf Interferenzen (Summierung oder Schwächung) der Mondfluten durch die Sonnenfluten, es sollte also die Springflut zur gewöhnlichen Mondflut sich verhalten wie 3,2 : 2,2, zur Nippflut wie 3,2 : 1,2, oder wir mögen statt des Verhältnisses 3,2 : 2,2 : 1,2 sagen 16 : 11 : 6 oder nahezu 8:6:3. — Die Gezeiten sind den Anwohnern der See aus praktischen Gründen ziemlich genau bekannt, die Theorie und Rechnung hat freilich noch viele Mühe, alle Beobachtungen zu deuten. Von geologischer Bedeutung ist namentlich die örtlich sehr wechselnde Höhe der Flutwelle oder der Unterschied des mittleren Wasserstandes zur Flutzeit und zur Ebbezeit. Auf vielen Inseln des Stillen Oceanes und auf manchen der Inseln des Atlantischen Oceanes ist dieser Unterschied ebensowenig bemerkbar, als die Gezeiten des Mittelmeeres, der Ostsee etc. Es wird z. B. angegeben die Höhe der Flutwelle:

auf Tahiti 0,38—0,45 m,
„ den Sandwich-Inseln 0,76 m,
„ den Fidschis, Neuhebriden etc. 1,37 m,
„ Rodriguez 1,83 m,
„ St. Helena 1,0—0,99 m,
„ San Miguel (Açores) 1,5 m,
„ Madeira (Funchal) 2,2 m,

[1] Masse des Mondes = 0,01227 der Erdmasse; Sonnenmasse 324479 Erdmassen — Sonnenferne 387 (oder 386,7) Mondfernen; die theoretisch berechneten Verhältnisse werden indes nicht vollkommen beobachtet.

auf Tenerife (Santa Cruz) 3,0—3,3 m,
in Boston 3 m,
„ Fundybay 12,2 m,
„ London 5,5 m;

Springfluthöhen werden angegeben:
für Triest 0,85 m,
„ Malta 0,18 m,
„ Sta. Cruz de Tenerife 3,5—4 m,
„ Chepstow im Bristol-Channel 15,2 m,
„ St. Malo und die Avranches-Bucht 15—19,5 m (Wellenbrecher der Häfen),
„ die Fundybay 21,3 m.

Ausgedehnte Landschaften werden durch die Gezeiten in je 25 Stunden zweimal von Grund aus in ihren Verhältnissen verändert, und bedeutende monatlich zweimal durch die Springfluten umgestaltet. Wir sehen nicht nur an felsigen Gestaden, wo die Fluthöhe beträchtlich ist, täglich einen schmalen Kranz dem Lande sich anschliessen und wieder verschwinden, wir beobachten namentlich an flachen Ufern einen Rückzug der Gewässer auf Breiten von mehreren Kilometern oder gar Meilen und können dann auf Flächen, über denen die Fischer ihre Netze von den Kähnen in ein scheinbar unbegrenztes Wasser warfen, wenige Stunden später Vögel hüpfen und Menschen arbeiten sehen, während ein Labyrinth von mehr oder minder breiten und tiefen Kanälen, welche durch die Schnelligkeit des Kommens und Gehens des Wassers offen erhalten bleiben, die Verbindung mit dem Meere anzeigt. — Wo die Flut mit einem Flusse kämpfend bald dessen Wellen staut, bald dem gestauten Süss- und Brackwasser die Ebbe die Bahn zum Ocean frei hält, da wirken wohl am zerstörendsten die Wellen und weithin ist oft, wie an der Themsemündung, die schlammige Beschaffenheit des Wassers sichtbar. Besondere lokale Strömungen, die in bestimmten Richtungen mit bedeutender Gewalt sich bewegen, entstehen durch die Gezeiten.

Aber nicht Ebbe und Flut allein bewegen den Ocean. Abgesehen von den in den meisten Gegenden niemals eintretenden, gewöhnlich tage- oder wochenweise nur auf

engere Räume auch der oben genannten Kalmenregionen eingeschränkten Windstillen wogt das Wasser des offenen Meeres fortwährend, bald in sogenannter Dünung bei fast unbewegter Luft, bald unter dem Einflusse derjenigen Winde, die am Beobachtungsorte wehen. Die Dünung ist von Winden, welche in anderen Teilen das Wasser bewegen, hervorgebracht, oft ist sie die Vorbotin des Windes für den Beobachtungsort. Denn die Fortpflanzungsgeschwindigkeit von 6 m hohen Wellen beträgt schon 13 m pro Sekunde, während Barometerminima auf dem Atlantischen Ocean meist nur mit 6,8 m pro Sekunde fortschreiten, starke Winde 11—17 m pro Sekunde sich bewegen. — Bei dem Wogen des Wassers bleiben die Wasserteilchen, ähnlich den Aehren des wogenden Getreidefeldes, nahezu an ihrer Stelle und beschreiben in der Regel kreisähnliche Bewegungen um ihre Ruhelage. Wellenlänge heisst der Horizontalabstand von einem Wellenkamme oder Wellenberge bis zum anderen, Wellenhöhe der Niveau-Unterschied zwischen Wellenberg und Wellenthal. Nach den Untersuchungen der Gebr. Weber erstreckt sich die Bewegung der Wasserteilchen bis in Tiefen, welche 350mal so gross als die Wellenhöhe sind. Die Länge der Wellen soll nach Scoresby 20mal so gross als die Höhe sein, wird aber bis zum 10fachen der Höhe angegeben, und dürfte häufig darum unterschätzt werden, weil in der Regel mehrere parallele oder gekreuzte Wellensysteme gleichzeitig beobachtet werden. Derselbe Umstand erschwert die Schätzung der Wellenhöhen. Gemessen wurden durch Sir James Clark Ross Wellenhöhen von 11 m[1]), durch die Offiziere der Novara-Expedition grösste Wellenhöhen von 8,9—10,75 m. — Solche Wellen würden also bis in 3150—3850 m Tiefen hinab wirken können. Thatsächliche Beobachtungen über Wellenwirkungen liegen nur bis 177 m Tiefe vor[2]). In der Tiefe nimmt die Schwingungsgrösse so schnell ab,

[1]) 36 feet = 10,98 m.

[2]) K. v. Seebach, Wellen des Meeres, berichtet von solcher Wirkung eines heftigen Sturmes bei St. Gilles.

dass in einer der Wellenlänge gleichkommenden (also nach obigen Angaben für Wellen von 10 m Höhe schon in 200 m) Tiefe nur noch 0,002 der Wellenhöhe (d. h. 2 cm für jene Welle) wirksam sind.

Wo die Wellen, zu deren Bildung ein tieferes Wasser nötig war, dem unterseeischen Fusse von Inseln oder Festländern oder dem Gipfel von Untiefen sich nähern, entsteht eine eigentümliche Modifikation der Wogen, welche als Brandung bekannt ist. Die Wasserteilchen vermögen da nicht gleichmässig nach allen Seiten auszuweichen, die Welle kann nicht einfach in sich selbst zurücksinken, sondern gewisse Wasserteile, die oberen gewöhnlich, müssen landwärts sich bewegen, am Ufer hinauflaufen, oder am Felsen emporspritzen, andere müssen seewärts zurückkehren. Meist bilden letztere vermöge der Gestaltung des Untergrundes den mächtigeren Teil, der als Unterstrom auftritt, über diesen stürzen die weissen Wellenkämme des landwärts gerichteten Oberstromes, wie eine Reihe von Wasserfällen dem Auge erscheinend. Gewöhnlich schwach und unbedeutend übertrifft beim Sturme die Brandung noch die Gewalt der gefürchteten Sturzsee des offenen Meeres, welche die stärksten Masten zerknickt, als seien sie zarte Reiser. Bei heftigen Stürmen schleudert die Brandung an den europäischen Küsten ungeheure natürliche Steinmassen oder jene Riesenquadern künstlich gebildeter Brecciengesteine, welche zu Hafenbauten verwendet werden und oft 3 m lang, 3 m breit, fast 2 m hoch, an 18 cbm messen, also an 45 000 kg wiegen, auf ansehnliche Strecken fort; sogar ohne Sturm vermag sie mehr als 1000 Centner schwere Massen zu bewegen. Aus den von Stevenson an der westschottischen Küste gemachten Beobachtungen ergibt sich dort die mittlere Kraft der Brandungswellen im Sommer gleich einem Drucke von fast 3000 kg pro Quadratmeter (2981,8 kg), im Winter zu über 10 000 kg pro Quadratmeter (10 186 kg). In einem Teile der Tropenregion und in den Gegenden der Herrschaft des Passates herrscht jahraus jahrein eine schwere Brandung. An vielen Stellen ist dadurch das Landen im höchsten Masse

erschwert. An manchen Küstenstrecken hört man, stets wiederholten Gewehrsalven vergleichbar, das Rollen der Steinblöcke, mit welchen die brandenden Wogen spielen, und sieht gewaltige Dämme von Geröllen, welche durch Spring- und Sturmflut-Brandungen aufgehäuft sind. Und wieder anderwärts brausen aus unterhöhlten Felsbänken, in denen einzelne Lücken vorhanden sind, gewaltige Springbrunnen unter dem Einflusse der Brandung hervor, welche mit eingepresster atmosphärischer Luft den Staub der Wellen 30 bis 50 m hoch spritzen, während der eigentliche Wasserstrahl, wenn der Wellenkamm unter der Oeffnung steht, 6 bis 8 bis 10 m steigt, also dem Drucke von einer halben bis zu einer ganzen Atmosphäre entspricht.

Von den oberflächlichen Wassermassen der Oceane ist ausserdem ein bedeutender Teil in fliessender Bewegung. Dadurch entstehen die Strömungen, von welchen die Uebersichtskarte die wichtigsten, freilich in etwas zu bestimmter, weil schematisierender Weise zur Anschauung bringt. Diese Strömungen sind nur zum kleinen Teile sehr konstant und scharf abgegrenzt, wie der von der Floridastrasse gegen die Nantucketbänke verlaufende, dann ostwärts sich wendende, zwischen den Azoren und Spanien wieder südwärts gekehrte Golfstrom, und der an der japanischen Küste bekannte Kuro-Shiwo. Von den meisten Strömungen wissen wir, dass die Ausdehnung des bewegten Wassers und die Geschwindigkeit nicht unverändert bleiben, sondern nach der Jahreszeit oder nach den herrschenden Winden wechseln; sie heissen dann Driftströmungen. Konstant bleibt innerhalb grösserer Schwankungsgrenzen für die kurze Zeit der menschlichen Beobachtung die Bewegungserscheinung selbst und im wesentlichen auch die Bewegungsrichtung. In viel geringerem Grade als für die Luftströmungen ist für die Meeresströmungen der Einfluss der Erdrotation, bez. des Beharrungsvermögens bemerkbar. Auf diese führt man u. a. die sogenannten Aequatorialströmungen mit ihrer ostwestlichen Bewegung zurück. Aber im Tropengürtel selbst machen sich entgegenlaufende, also der Erdrotation

voraneilende Strömungen fühlbar, so im Atlanticus die Guineaströmung. Die atlantische Aequatorialströmung fliesst in den mexikanischen Golf, welchen der schon erwähnte Golfstrom verlässt, von welchem ein bedeutender Teil des Wassers einen Kreislauf um die atlantische Tangsee, das Sargassomeer, beschreibt. Jenseit des 40.° N. Br. herrschen im östlichen Atlanticus nach Nord und Nordost gerichtete Driftströmungen, denen Westeuropa sein mildes Klima verdankt, und welche bis in den Polarkreis hineinreichen. Mächtige Ströme kalten Wassers fliessen von der Ostküste wie von der Westküste Grönlands nach Süden, durch die Erdrotation an die amerikanische und grönländische Küste gedrängt, bis bei den nebelreichen Neufundlandbänken der kalte Strom unter den warmen untertaucht; durch einzelne besonders grosse Eisberge, welche durch den ganzen warmen Oberstrom ihren Weg fortgesetzt haben, ist das Vorhandensein der kalten Unterströmung beglaubigt, durch welche sich erklärt, dass man auf den Azoren[1]) Blöcke von Gneis etc. antrifft, die, vermutlich grönländischen oder nordamerikanischen Ursprungs, mit den Eisbergen fortgeführt werden. Südlich von dem der Aequatorialströmung des Atlanticus entgegenlaufenden Guineastrom findet ein grosser Kreislauf der Strömungen, ähnlich dem um die Sargassosee, statt. Nur ist in diesem Gebiete der Einfluss der ostwärts und gegen den Aequator gerichteten kalten Gewässer ganz überwiegend; und der Küstenkonfiguration wie den sonstigen Verhältnissen entsprechend wirkt der dem Golfstrom und der Golfstromdrift analoge warme brasilische Strom kaum bis über die Mündungen des La Plata hinaus. Im Indischen Ocean findet ein einfacher Kreislauf statt. Trotz der bedeutenden kalten Polarwassermassen, welche sich an Australiens Ostküste geltend machen, erreicht auf langer Bahn die Aequatorialströmung bedeutende Macht; sie läuft an der Ostküste Afrikas durch den Mozambiquekanal und biegt bei Kap Agulhas nach Ost zurück. Im Stillen Meere haben

[1]) Hartung, Die Azoren S. 294.

wir einen nördlichen und einen südlichen Kreislauf der Strömungen, zwischen beiden Aequatorialströmen von ostwestlicher Richtung einen sehr entwickelten westöstlichen Gegenstrom. Die enge Beringsstrasse hemmt von Norden her das Eindringen polaren Wassers. Immerhin machen sich an den Küsten von Kamtschatka und selbst viel südlicher kältere von Norden her kommende Gewässer sehr bemerklich. Nachdem Maurys Erklärung der hauptsächlichen Meeresströmungen durch Dichtigkeitsunterschiede, verbunden mit der Einwirkung der Erdrotation, vielen Beifall gefunden hatte, kehren die Hydrographen jetzt wieder zu älteren Anschauungen zurück, denen zufolge die Bewegungen der Oberflächenteile der Oceane ein Effekt der vorherrschenden Winde sind. Grosse Meeresströme, wie Golfstrom, Kuro-Shiwo, Mozambiquestrom sind hiernach sekundären Ursprunges, nämlich durch Landdämme und Erdrotation abgelenkte Teile der Aequatorialströmungen, welche direkte Folgen der Passate seien.

Nur die lokaleren Strömungen werden nicht nach der „Windtheorie“ gedeutet. Solche lokale Strömungen, wie sie an den Säulen des Herkules, am Belt, in der Euripusstrasse etc. vorkommen, und die Meeresstrudel (Scylla und Charybdis in der Strasse von Messina, Maelstrom an den Lofoten etc.) sind bedeutsam zur Erklärung der Bildung, Erweiterung und Austiefung von Meeresarmen und Meereskanälen.

In den polaren Meeren und bis in mittlere Breiten hinein ist die Bildung und der Transport von Eis beobachtet. Eis hat geringeres specifisches Gewicht als Wasser (bei 0^0 ist die Dichte $= 0{,}917$, nach Scoresby $0{,}894$ von der gewöhnlichen Dichtigkeit des Seewassers), schwimmt also, wenn es nicht am Meeresgrunde oder an anderem Eise festhaftet, und vermag sogar Steine und Erdmassen zu tragen.

Süsswassereis, welches mit Meerwasser in Berührung kommt, wird daher von diesem, sobald es losgerissen ist, getragen. Die an das Meer heranreichenden Gletscher, welche sich auf der Südhemisphäre noch in mittleren

Breiten finden (Kellyhafen im Golfe von Peñas 46° 57′S. Br. nach dem Kärtchen in Darwins Reisebeschreibung [1]), nach Cook in Georgia, in Norwegen in Kunnen im 67.° N. Br. [2]), liefern durch herabstürzendes Eis („Kalben" der Gletscher) grosse Eisberge und kleinere Eisbrocken. Der Sturz des Eises erzeugt ungeheure Wellen, welche bedeutende Wirkungen auf die Küstenfelsen (? und auf den Meeresgrund) ausüben. In der Baffinsbai fand Hayes einen Eisberg, von welchem der sichtbare Teil 100 m hoch, 1,2 km breit war; im antarktischen Ocean sind Eisberge von 5,4 km Länge gesehen worden, die Höhen übertrafen 60 m. Und doch ist die untergetauchte Masse im Durchschnitt 7mal grösser als die sichtbare.

Verbreiteter als die Eisberge ist natürlich das durch Gefrieren von Seewasser entstandene Eis, welches Eisfelder (Packeis) liefert. Durch Eispressung türmen sich die Schollen dieses Packeises oft ungeheuer zusammen (hummoks engl., toross sibir.), während nach Weyprecht die eigentliche Eisdecke 6—7 m kaum an Dicke zu überschreiten vermag, und während in einem Winter nur ca. 2 m dickes Eis sich bildet. Das Gefrieren findet hauptsächlich an der Küste statt, weniger auf freiem Meer, wo sich zuerst der Eisschlamm (sludge, Scoresby) bildet; und es liegt bei mittlerem Salzgehalte der Gefrierpunkt bei — 2,2° bis — 2,3° C., während der Zustand grösster Dichtigkeit für solches Salzwasser bei — 3,5° bis — 4° eintritt. Beim Gefrieren wird der Salzgehalt verändert. Geschieht das Gefrieren langsam unter einer Eisdecke, so ist das entstandene neue Eis fast salzfrei. Am weissen Meere und anderwärts gewinnt man Seesalz, indem man Meerwasser in Lachen gefrieren lässt und das Eis hinweggräumt. Bildet sich bei sehr starkem Froste Oberflächeneis sehr schnell, so ist dasselbe mit Salzkrystallen wie überschneit. Oft findet sich übrigens in Poren des Eises Mutterlauge und Mengungen von Salzkrystallen und Eiskrystallen kommen vor. —

---

[1]) p. 291. — transl. Diefenbach S. 279. — transl. Carus S. 283.

[2]) L. v. Buch, Norwegen I. Bd., S. 311, n. Ausg. II. Bd., S. 267.

Wie viel das Treibeis Anteil an Veränderungen von Küsten hat, ist nicht genügend ersichtlich.

Die Bildung von Grundeis, in unseren Flüssen so sehr bedeutsam, ist im Meere nur an wenigen Stellen genauer bekannt. Ueber den Gefrierpunkt erkaltetes Wasser kann im Meere durch seine grössere Dichtigkeit sinken, während in Flüssen wesentlich wohl nur durch die Bewegung des Fliessens selbst unter der Friertemperatur abgekühltes an den Grund zu gelangen vermag. Durch Berührung mit festen Körpern, namentlich bei Bewegung, kann aber das „überkältete“ Wasser erstarren, und so entsteht auf dem Grunde eine Eislage, welche, bei etwaigen Temperaturänderungen teilweise und ungleichförmig schmelzend, oder durch mechanische Einwirkung irgend welcher Art zerstückelt (z. B. bei Erdbeben), vom Boden sich löst, gewöhnlich nicht ohne beträchtliche Mengen festen Materiales mit emporzuheben. Mit seiner Fracht schwimmt das Grundeis, bisweilen ganz unter dem Wasserspiegel, bisweilen indem es diesen dauernd oder zeitweise erreicht. Ueber Grundeisbildung im Meere an der Neufundlandbank sind nach Studer [1]), bezüglich Desor [2]) die amerikanischen Naturforscher und Seefahrer einig. In der Nordsee ist die Grundeisbildung wiederholt beobachtet worden, findet indes anscheinend in noch höherem Grade in der Ostsee statt. Sehr bezeichnend ist der englische Ausdruck „Anchor-ice“ für dieses Gefrieren des Grundes, das so oft nur erkannt wird, wenn die Anker gelichtet werden sollen, und nur mit Mühe emporkommen, nachdem vorher die Schollen des mit Steinen und Schlamm durchzogenen Eises aufgetaucht sind.

6. Die Erdfeste oder Lithosphäre.

A. Reliefverhältnisse.

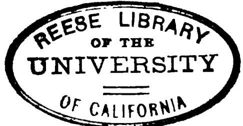
Wir führen von der durch den Meeresspiegel dargestellten Fläche aus alle unsere Rechnungen und Angaben

1) Studers physikalische Geographie und Geologie, S. 333.

2) Institut von 1847. Vgl. auch die Angabe in Geikie, Textbook of Geology S. 425. — Voigt, Drei Briefe über Gebirgslehre, 1786, S. 51 f.

über Form und Relief der Erdfeste aus. Diejenigen Teile der Erdfeste, welche unter dem Meeresniveau liegen, bezeichnen wir als Einsenkungen oder Depressionen; jene welche darüber sich befinden, als Erhebungen oder Elevationen. Im allgemeinen sind ja diese Begriffe mit dem Bilde, das unsere Karten von der Verteilung von Land und Wasser darbieten, zusammenfallend, aber keineswegs vollständig. Denn der Ocean bedeckt einzelne Depressionen jetzt nicht, anderes Wasser unvollkommen, (Kaspische See, Totes Meer und Tiberiassee), während auf Teilen von Elevationen nicht selten das Wasser sich zu Seen gestaut zeigt, deren Anwesenheit hauptsächlich ausser vom Vorhandensein eines geeigneten undurchlässigen Grundes, von dem Verhältnis zwischen Wasserbringung und Verdunstung abhängt. Für die Oberflächengestaltung der Elevationen benutzen wir eine Fülle von Ausdrücken, z. B. Kontinent, Insel, Tiefland, Flachland, Hochland, Hochebene, Gebirge, Berg, Thal etc. etc. und doch bleiben gar viele Feinheiten unberücksichtigt. Für die Gestaltung der Depressionen oder des Meeresbodens ist die Sprache noch arm, aber ebenso unser Wissen, welches uns nur wenige Punkte oder Linien (Telegraphenlinien) eben in der dürftigsten Einzeldarstellung kennen lehrt. Wenn ein Luftschiffer, über den Wolken schwebend, welche ihm die Erde verstecken, und von einem bestimmten Niveau aus auf das Festland so vereinzelte Lotungen leitend, wie die oceanischen Lotungen noch vereinzelt sind, daraus ein Bild von der Gestaltung unserer Festländer herleiten wollte, so würde er unzweifelhaft eine sehr falsche Vorstellung gewinnen. So verhalten wir uns zum Meeresboden, wir wissen kaum irgend etwas von dessen Konfiguration, von den Punkten zuverlässiger neuerer Lotungen abgesehen. Aeltere Lotungen, mit unzulänglichen Apparaten angestellt, haben etwa den Wert von Entfernungsangaben eines Kindes. Diejenigen, welche geringe Tiefen ergaben, bleiben brauchbar, für grössere Tiefen[1]) verdienen sie kein Vertrauen. Die grösste bis

[1]) v. Boguslawski, Die Tiefsee, Virchow-Holtzendorffsche Sammlung von Vorträgen, 13. Serie, Heft 310/11, S. 15.



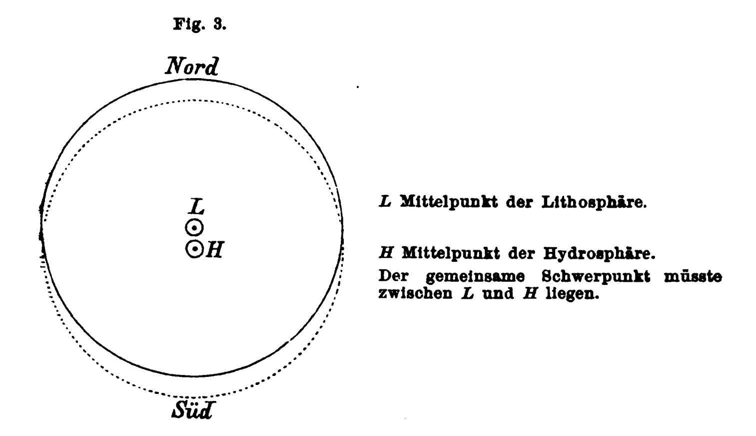
jetzt gemessene Tiefe wurde von der „Tuscarora“ in 44° 55′ Nordbreite und 152° 26′ Ostlänge zu 8513 m (4655 Faden) gelotet, also nur etwas über 300 m weniger tief, als der höchste Berg der Erde, Gaurisankar im Himalaya, hoch ist, nämlich 8840 m.

Von den Elevationen wissen wir, dass deren bedeutendste Hervorragungen, die Gebirge, in weitaus den meisten Fällen grössere gürtelartige Systeme bald mit gleichbleibender Hauptrichtung, bald mit bogenförmiger Krümmung bilden, während die sogenannten Massen- oder Centralgebirge mit kreisähnlicher Grundfläche nur untergeordneteres Vorkommen haben. Hochflächen schliessen sich fast stets an Gebirge an; werden in der Regel auch nach der Seite, welche tiefer liegenden Landschaften zugewendet ist, durch Berg- oder Hügelsysteme begrenzt. Tiefländer sind dagegen meistens Küstenstriche oder mit Hügellandschaften innig verbunden. — In Bezug auf die Depressionen und die Unebenheiten des Meeresgrundes besteht bis zu gewissem Grade anscheinend ein ähnliches Verhältnis, so dass namentlich auch die Zonenanordnung der meisten untermeerischen Gebirge als wahrscheinlich gelten darf. An denjenigen Stellen, wo auf dem Grunde der Meere organische oder anorganische Materialien abgesetzt worden sind, haben sich wahrscheinlich die etwa vorhanden gewesenen auf engere Räume beschränkten Unebenheiten derart auszugleichen gesucht, dass massenhafterer Absatz in den Vertiefungen, schwächerer auf den Hervorragungen stattfand, man stellt uns also die unterseeischen Gebirge als Massenanschwellungen ohne Thäler oder doch mit nur schwachen, allmählich verschwindenden Thälern dar.

Bezüglich der Form der Festländer und der Richtungslinien der Gebirge, auch bezüglich der Anordnung der Gebirge im Verhältnis zu den Küsten hat man Gesetze zu erkennen geglaubt. — Nach Süden zu endigen die wichtigsten Festlandmassen spitz, gegen Nord breiter, als ob in der Gegenwart die Centralpunkte der Lithosphäre und der Hydrosphäre nicht zusammenfielen, sondern die Wasserkugel ihren Mittelpunkt etwas näher am Südpol hätte, als die mit mannigfaltigen Unebenheiten

ausgestattete Erdfeste. Vorherrschende Küstenrichtungen (und Gebirgsrichtungen, nicht selten auch Flussrichtungen) sind die südost-nordwestliche und die südwest-nordöstliche.

Fig. 3.



Karikatur des anscheinenden Verhältnisses der Lithosphäre zur Hydrosphäre, jede Kugel als Scheibe auf irgend einen Meridian projiziert.

Dana[1]) hält jene beiden Richtungen für Anzeichen einer Art von Spaltbarkeit der Erdrinde, analog den Erscheinungen an Krystallen. In der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts hatte Elie de Beaumonts Theorie viele Anhänger. Er hielt jede orographische Gestaltung für abhängig von streng mathematischen Gesetzen: man müsse sich in die Erdkugel ein regelmässiges Pentagondodekaeder[2]) eingeschrieben denken, und das Liniennetz von 61 grössten Kreisen erster Ordnung und 61 darauf rechtwinkeligen grössten Kreisen zweiter Ordnung (grands cercles auxiliaires) berücksichtigen, welches auf dieses Pentagondodekaeder zurückführbar ist, um alle Einzelheiten der Erdgestaltung zu erklären, und die Zusammengehörigkeit der orographischen Systeme des Autors zu erkennen.

---

[1]) Manual of geology, 2. Aufl. 1875, S. 737.

[2]) Den Körper der Stereometrie, welcher krystallographisch ebenso ein unmöglicher ist wie das Ikosaeder.

Ein solches „System“ war durch Richtungen gegeben, so umfasste das System des Tänarus auch den Aetna und den Mauna Loa.

Aehnlichkeiten in Einzelheiten der Gestaltung weit auseinander liegender Erdoberflächenteile (Homologien und z. T. Analogien) sind von manchen Seiten hervorgehoben worden (Italien und Neuseeland etc. etc.).

Noch verfrüht erscheint in der Mehrzahl der Fälle die Anknüpfung von Schlussfolgerungen an das Bild, welches uns die Karten gewähren, und die Versuche, durch Kartenstudium statt durch Naturbeobachtung Naturgesetze zu finden, werden wohl immer, wie bisher, fehlschlagen, selbst wenn es zu irgend einer Zeit richtige Karten geben wird.

Das Relief unserer Erdoberfläche ist steten Veränderungen unterworfen; für viele Gegenden bleiben Karten kaum auf Jahrzehnte gültig. Die auffälligsten und allverbreitetsten oft freilich sehr allmählichen Veränderungen ruft an den Elevationen das Wasser hervor; minder allgemein erkennt man die durch Winde bewirkten Aenderungen. Stellenweise nur, aber dort um so deutlicher, sieht man durch aus der Erde hervorsteigende heissflüssige Gesteinsmassen und durch übermässig gespannte heisse Dämpfe hervorgebrachte Umgestaltungen. Regionale und lokale Veränderungen, welche die Grenzen von Land und Meer, die relative Höhenlage von benachbarten Punkten verschieben, ohne dass an der Erdoberfläche Massen hinwegtransportiert oder herbeigeführt wären, sind gleichfalls bekannt.

B. Wärmeverhältnisse der Erdfeste.

Die an der Zusammensetzung der uns zugänglichen Teile der Erdfeste beteiligten Substanzen sind mit wenigen Ausnahmen (Magneteisen etc.) schlechte Wärmeleiter, und nur wenige dieser Massen sind diatherman, z. B. Steinsalz. Also sind schnelle Temperaturänderungen an diesen Massen selten; auch die Mitteilung der Temperatur erfolgt langsam; ausgeströmte Laven erkalten sehr lang-

sam und bewahren im Innern ihrer Massen viele Jahre lang hohe Temperaturen. Innerhalb der Erdfeste können sich also leicht die Wirkungen verschiedener und verschiedenzeitiger Wärmequellen summieren. Am stärksten abkühlungsfähig sind Gesteinskörper, welche mit kälterem Wasser in Berührung kommen; in Berührung mit der Luft ist eine etwaige Abkühlung schwächer. Für kurze Zeit, besonders bei sehr reiner Luft, können die festen Massen der Erde kälter als die umgebende Luft werden; gewöhnlich gibt der Boden an die Atmosphäre Wärme ab. Der grösste Teil dieser abgegebenen Wärme ist die Sonnenwärme oder Insolationswärme. Für die verschiedenen Gegenden und Orte bildet sich eine Mitteltemperatur, welche für die Luft und für den Boden die gleiche zu sein pflegt, obwohl in den niedrigeren Breiten nicht selten die Luft eine höhere Mitteltemperatur als der Boden hat. Wir haben indes die Mitteltemperaturen verschiedener Zeiträume zu unterscheiden: die Mitteltemperaturen für Tage, Wochen, Monate, Jahre etc. Die Jahresmitteltemperatur zeigt sich im Boden in einer Tiefe, welche hauptsächlich von dem Betrage der Temperaturschwankungen der Luft und der oberen Bodenlage abhängig ist, und oberhalb von welcher sich auch die Wärmeunterschiede kürzerer Zeiträume geltend machen. So ist ausser in Eishöhlen etc. die Bodenwärme konstant in unseren Gegenden mittlerer Breiten (bei Schwankungen der Lufttemperatur zwischen — 30° und + 36°, der Bodenoberflächentemperatur, Ausstrahlungskälte und Insolationswärme, zwischen — 20° und + 55°) in etwa 20 m Tiefe. Wo immer man unter diese Tiefen konstanter Ortswärme in die Erde eindringt, wird eine Wärmezunahme nach dem Innern hin beobachtet, welche viel schneller erfolgt als die Temperatursteigerung der Luft unter zunehmendem Luftdrucke (s. oben S. 19). Die Wärmezunahme nach der Tiefe hin bringt es mit sich, dass wir uns die Punkte gleicher Wärmegrade zu Flächen, zu Geoisothermen, verbunden denken können. Diese Geoisothermen haben wir uns als der äusserst mannigfaltigen Gestaltung der Erdfeste nicht unähnliche Flächen

vorzustellen, welche unter Gebirgen aufsteigen, unter Meeren sinken, welche bei irgend einem ideellen Durchschnitte durch die Erdmasse als gekrümmte Linien durchschnitten werden, die, nie der Erdfestenoberfläche vollkommen parallel, dieser doch ungefähr folgen. — Die Temperaturzunahme nach der Tiefe hin erweist sich örtlich verschieden, sie erfolgt auch innerhalb eines Schachtes, Bohrloches oder Tunnels nicht derart gleichmässig, dass einer gleichen Tiefenstufe eine gleiche Temperaturzunahme entspricht. Gleichwohl zeigen die meisten Beobachtungen, dass in vielen Fällen im mittleren Durchschnitte 30 bis 33 m tieferes Eindringen eine Temperaturzunahme um 1° C. aufweist. Also ist diese geothermische Wärmezunahme etwa dreimal schneller in der Erde als die theoretische Temperaturzunahme der Luft mit der Verdichtung. Eine graphische Darstellung mehrerer Beobachtungen über Tiefentemperaturen wird diese Verhältnisse anschaulich machen. Noch sind die Beobachtungen über geothermische Verhältnisse sehr jung und unvollkommen, doch dürfen wir aus den seitherigen Untersuchungen folgern, dass die Wärmezunahme mit der Tiefe nicht unabhängig ist von chemischen Prozessen, von Druckerscheinungen[1]) etc. Allerdings ist es schwer zu ermitteln, wieviel von der Erdwärme von dem einen, wieviel von dem andern Faktor abhängt. Das Aufsteigen der Geoisothermen im Gebirge ist eine besonders bemerkenswerte Erscheinung, weil in diesem Falle die tellurische Bedeutung der Wärmezunahme am deutlichsten ist.

Indirekte Belege für die Wärmezunahme im Innern der Erde erhalten wir durch die warmen und heissen Quellen, durch die stellenweise beobachteten heissen Gase und Dämpfe, auch durch die glutflüssigen Gesteine, welche an den Vulkanen auftreten.

Quellen, deren Gewässer einen unterirdischen Lauf haben, setzen sich und die sie zunächst umgebenden

---

1) Wieviel Wärme durch Reibung und Druck erzeugt werden kann, geht aus den Beobachtungen in Bergwerken, Tunnels, Bohrlöchern etc. hervor; die „vor Ort“ gemachten Temperaturablesungen sind meist sehr abweichend von den anderweitigen.

Fig. 4.

-20°C. -10° 0° +10° 20° 30° 40° 50° Oberfläche Tiefe

100m 200m 300m 400m 500m 600m 700m 800m 900m 1000m 1100m 1200m

Schergin's Schacht in Jakutsk. 116m -2°,92

Giromagny 433m 22°,7

Sperenberg corr. nach Dunker. 1064m 46°,5 46°

Neuffen 339m 38°,7

Monte Massi 348m 41°,7

Grenelle 577m 27°,7

Neusalzwerk 697m 33°,6

Graphische Darstellung mehrerer Beobachtungen über Tiefentemperaturen.

Gesteine, die ja schlechte Wärmeleiter sind, in ein Temperaturgleichgewicht. Die resultierende Temperatur hängt ab von den Boden- oder Gesteinswärmen; von dem Masse der Bewegung des Wassers und von dem Einflusse solcher fester und gasförmiger Körper, welche vom Wasser aufgelöst oder absorbiert werden. Bedeutungsvoll ist dabei der Umstand, dass das Wasser durch die Temperaturveränderungen einzelner Teile seiner Masse derart in Bewegung gesetzt wird, dass bei mehr als $+ 4^{0}$ durch die Erwärmung ein Auftrieb erfolgt, durch Abkühlung dagegen ein Sinken, als Folge der Verdichtung, eintritt; dass aber ferner eine einmal begonnene Bewegung innerhalb einer Wassermasse eine grosse Konstanz hat. Wo eine mit Wasser gefüllte Spalte oder Höhle in der Erde vorhanden ist, wird das Wasser darin, soweit es Adhäsion und Kapillarität gestatten, einen der Meeresoberfläche analogen Wasserspiegel bilden und durch Bewegung die Wärme- und Dichtigkeitsunterschiede auszugleichen suchen. Im einfachsten Falle, wenn nämlich keine Substanzen vorhanden sind, welche die Temperatur des Wassers erheblich modifizieren, besitzt die tiefste, von der Erdoberfläche entfernteste Stelle das wärmste Nebengestein. Dort nimmt das Wasser ungefähr die Gesteinstemperatur an und überträgt diese höhere Wärme durch seine Bewegung nach anderen Punkten. Der Regel nach tritt durch die Erkaltung und Erwärmung, sowie durch das Zutreten neuen atmosphärischen Wassers und durch stetes Abfliessen eines Teiles des erwärmten Wassers ein gewisser Gleichgewichtszustand ein, welcher jahrhundertelang dauert. Besteht eine Spalte oder ein Spaltensystem, welches an Punkten von verschiedener Meereshöhe mit der Erdoberfläche in Berührung steht und dem von allen Seiten her Regenwasser zufliesst, so wird der aufsteigende Strom warmen Wassers nach Punkten geringsten Widerstandes, das heisst nach niedrigeren Stellen der Erdoberfläche gerichtet sein. Die Thermen (warmen Quellen) liegen daher gewöhnlich am Fusse von Gebirgen oder doch in Thälern, und gewöhnlich bemerkt man einen Auftrieb des warmen Wassers. Nur in Hochgebirgen

fliesst Thermalwasser zuweilen einfach abwärts. Wie der Gotthardtunnel in ca. 1117 m Meereshöhe Gesteins- und Wassertemperaturen von 34° getroffen hat, so würde ein in der Höhe von Bad Pfäffers (688 m) nach der Richtung der bis 2847 m ansteigenden „grauen Hörner" getriebener Stollen wahrscheinlich über 60° Wärme antreffen. Die Pfäfferser Quellen sind aber nur 36° bis 37,5° warm.

Sie kommen also entweder aus einem Teile des Innern des Gebirges herab, welcher ansehnlich niedriger ist als die „grauen Hörner", oder sie sind unterirdisch sehr stark abgekühlt.

Dasselbe gilt von sehr vielen anderen warmen Quellen. Die unterirdische Abkühlung von Thermalwasser erfolgt nicht selten durch die Auflösung von Mineralien, welche wie das Steinsalz beim Auflösen Wärme absorbieren; auch die Aufnahme von Kohlensäuregas und ähnlichen Substanzen wirkt abkühlend. Solquellen und Säuerlinge zeigen also in der Regel geringere Wärme, als man erwarten sollte.

Umgekehrt werden viele Gewässer durch unterirdische chemische Vorgänge, z. B. durch Zersetzungen und Oxydation von Schwefelmetallen, erwärmt.

Ausser den Quellen zeigen auch viele Gasexhalationen, welche aus der Tiefe aufsteigen, die innere Erdwärme an. Während Kohlensäuregas und manche Kohlenwasserstoffe gewöhnlich nur eine geringe Wärmesteigerung gegenüber der Ortsmitteltemperatur zeigen, treten Wasserdämpfe und Schwefelwasserstoff, sowie schwefelige Säure gewöhnlich mit hohen Wärmegraden auf. Die höchsten beobachteten Temperaturen der erwähnten Gase und einiger anderen hängen mit der vulkanischen Thätigkeit zusammen. Indes zeigen sich heisse Dämpfe auch über entzündeten kohligen und bituminösen Massen (bei Gruben- und Flözbränden), und gewisse „Solfataren", z. B. die von Susaki bei Kalamaki an der korinthischen Landenge[1]), dürfen für die Folgen einer Zersetzung von Schwefel-

---

[1]) W. Reiss und A. Stübel, Ausflug nach den vulkanischen Gebirgen von Aegina und Methana, Seite 56.

metallen in nicht allzutief unter der Oberfläche befindlichen Felslagen der Erdrinde gelten.

An zahlreichen Punkten quillt zeitweise glutflüssiges, oft auf mehr als 1500° erwärmtes Gestein aus dem Erdinnern und entsendet zugleich grosse Mengen sehr heisser Dämpfe. Diese „vulkanischen Erscheinungen“ bezeugen gleichfalls eine beträchtliche Wärme des Erdinnern.

Die Ergüsse heissflüssiger Gesteine, die Gasexhalationen und fast alle Quellen übermitteln der Erdoberfläche, der Luft und dem Wasser so bedeutende Mengen von Wärme, dass wir die Erdfeste als einen Wärme abgebenden Körper auffassen müssen und bei der geringen Wärmeleitung der festen Gesteine diese Vorgänge und Verhältnisse als die wirksamsten tellurischen Abkühlungserscheinungen betrachten. Die durch Quellen, Dämpfe und Gase vermittelte Abkühlung dürfte die stärkste sein. Denn abgesehen davon, dass die vulkanische Thätigkeit eine intermittierende und räumlich beschränkte ist, kühlen sich auch die Laven hauptsächlich durch die aus ihnen hervorbrechenden Gase (Fumarolen) und durch die Luft- und Wassermassen ab, welche durch dieselben hindurch sich bewegen. Daher findet die Erkaltung mancher vulkanischen Massen in trockenen Gegenden sehr langsam statt: auf der kanarischen Insel Lanzarote, wo es bisweilen jahrelang nicht regnet, haben die Schlacken der in den Jahren 1730 bis 1736 entstandenen Montaña del Fuego über 1½ Jahrhundert die Glut bewahrt. Träten dort erhebliche jährliche Regenmengen zum heissen Gesteinskörper, so würde derselbe, das Wasser in Dampf verwandelnd, längst sich abgekühlt haben.

Unstreitig findet an jeder Stelle der Erdfeste eine Temperaturzunahme nach dem Erdinnern zu statt, und wir dürfen glauben, dass in nicht allzugrosser Tiefe eine Wärme herrscht, bei welcher unter dem an der Erdoberfläche herrschenden Atmosphärendrucke die uns bekannten Gesteine geschmolzen sein würden. — Dennoch bleibt es zweifelhaft, ob ein Schluss auf den tropfbar flüssigen Zustand der gesamten Massen im Erdinnern aus den geothermischen Beobachtungen gezogen werden

darf. Denn nach allen Erfahrungen verändert bedeutender Druck, wie er im Erdinnern vorauszusetzen ist, den Aggregatzustand der verschiedensten Stoffe in der Art, dass durch denselben gasförmige Substanzen erst tropfbar, dann bei steigendem Drucke meist fest werden. — Durch Druck verhindert man flüssige Körper zu sieden, d. h. in Dampf überzugehen, und verhindert man das Schmelzen fester. Auch ist unerwiesen, wie weit stofflich die Massen im Erdkerne mit den Gesteinen der Erdoberfläche übereinstimmen.

Beim jetzigen Stande unseres Wissens erscheint es verfrüht, aus den vorhandenen Beobachtungen schon das Verhältnis der Wärmezunahme mit der Tiefe nach irgend welchen Berechnungen für bekannt auszugeben. Unserer Generation und vielleicht noch mehreren späteren ist die Pflicht auferlegt, so viele möglichst fehlerfreie Bestimmungen von Tiefentemperaturen unter genauester Beachtung der Gesteinsbeschaffenheit und anderer Nebenumstände auszuführen, als wir irgend vermögen, damit künftige Geschlechter das Material für die Induktionsschlüsse gewinnen.

Ursachen der Erdwärme. Nach der Kant-Laplaceschen Theorie sollen alle Stoffe des gesamten Sonnensystems ursprünglich ungeheuer heiss und daher dampfförmig gewesen sein, dabei einen ungemein grossen Raum eingenommen haben. Später sollen sich die einzelnen Weltkörper individualisiert haben, indem die sich abkühlenden Stoffe aus dem Gaszustande in den tropfbar glutflüssigen übergingen, wobei erst um den Centralkörper rotierende Ringe, später Rotationssphäroide durch die zu Planeten etc. gewordenen Massen gebildet worden seien. Die Erde hat nach dieser Theorie eine feste Masse erst durch Erstarrung ihrer Rinde bekommen, auf welcher bei weiterer Abkühlung das vorher in seiner gesamten Masse dampfförmige Wasser grossenteils sich kondensieren konnte, so dass es das Meer bildete, dessen Sedimente dann die Erdrinde auf grosse Strecken zu verstärken vermochten. — Dieser Theorie scheint es am

sche Kraft des Stosses, der Reibung und — namentlich wenn verschiedenartige Weltkörperchen zusammentreffen — durch chemische Molekularbewegungen. — Wie es für möglich gehalten wird, dass die Sonnenwärme durch die mechanische Kraft fortwährend auf den Centralkörper niederfallender Meteoriten erzeugt worden ist und erhalten wird, so kann man alle grösseren Gestirne, also auch die Erde, für Zusammenballungen unzähliger kleinen und kleinsten Weltkörper halten. Die Reibungswärme der aneinandergeschweissten kosmischen Massen würde danach der erste Anlass der Wärmeentwickelung sein. Reibungswärme bei späteren Massenverschiebungen der heranwachsenden Sterne, die durch chemische Prozesse erzeugte Wärme, die Kondensierungswärme mannigfaltiger Gase [1]) und ähnlicher Verbindungen würden weiter sich geltend machen. Bei der schlechten Wärmeleitungsfähigkeit der meisten Gesteine muss im Erdinnern eine Summierung der aus verschiedenen Quellen herstammenden Wärme erfolgen; die an einem Punkte stattfindende Wärme ist wohl nirgends als das Resultat eines einmaligen Vorganges anzusehen, sondern oft als das Werk von Tausenden einzelner in langen Zeiträumen allmählich erfolgter Ereignisse.

Ist auch, wie von vielen Seiten nachgewiesen wurde, keine der natürlichen Wärmequellen im Erdinnern für

---

dillera de la Dehesa (Chile) als ausgezeichnete Beispiele l. c. S. 507 und bildet von Santa Catarina (Brasilien) S. 526 f. die Erscheinung ab.

[1]) Oeffnet sich eine Spalte oder ein zusammenhängendes System von Sprüngen in der Erdrinde, so wird trockene Luft, wie sie an der Erdoberfläche vorhanden ist, beim Eindringen zusammengedrückt und erwärmt werden. Nach dem oben S. 19 mitgeteilten Verhältnis würde in 1000 m Tiefe diese Luft auf einer Spalte im trockenen Gestein 10° wärmer als an der Oberfläche werden, in 10 000 m Tiefe würde sie 100° warm werden, in 100 km Tiefe 1000°, d. h. die Schmelzhitze des Silbers erreichen; in 250 km Tiefe, also etwa $\frac{1}{25}$ des Erdradius, gelangt, würde diese eindringende trockene Luft die Schmelzhitze des Platins haben. Soviel auch der Einfluss verdunstender Bergfeuchtigkeit und die Verstärkung der Spannkraft unter steigendem Drucke der Temperaturerhöhung entgegenwirken, immerhin wird in mässig grosse Tiefen eindringende atmosphärische Luft in der Erde sehr heiss. — Auf mit Luft gefüllten Spalten würde in weniger als 800 km Tiefe Kohlensäuregas zur Flüssigkeit kondensiert sein. — In mit Wasser angefüllten Spalten haben wir aber, auf eine Wassersäule von 10 m Höhe in runder Zahl den Druck einer Atmosphäre rechnend, schon in 750 m Tiefe den Druck, der jetzt gewöhnlich im Thilorierschen Apparate erzeugt wird, um Kohlensäuregas zur tropfbaren Flüssigkeit zu machen.

sich allein hinreichend, uns nur die Wärme mässig grosser Lavaströme zu erklären, so werden doch im Laufe der Aeonen die Wirkungen verschiedenster Wärmequellen den ungeheuren Wärmeschatz des Erdinnern aufgespeichert haben können, der sicherlich vorhanden ist.

Volumveränderungen von Massen der Erde im Gefolge von Temperaturveränderungen. Nach allen bisherigen Erfahrungen muss angenommen werden, dass sich die geothermischen Verhältnisse dadurch ins Gleichgewicht zu setzen streben, dass Temperaturunterschiede der einzelnen benachbarten Massen einander allmählich ausgleichen. So wird für jeden der grösseren Zeiträume der Erdgeschichte ebenso wie für die Jetztzeit ein Normalzustand anzunehmen sein; wir werden voraussetzen dürfen, dass Flächen gleicher Erdtemperatur (Geoisothermen) unter der Oberfläche der Lithosphäre bestehen, die vielleicht in grösseren Perioden sich verschieben, aber zeitweise wenigstens eine Dauerlage haben. Diese Geoisothermen sind im grossen der Gestalt der Erdfeste ähnlich gestaltet zu denken, sie steigen im Gebirge empor, sinken unter dem kalten Grunde des Oceans herab. Dabei bleiben sie aber der Oberfläche nicht parallel und wir haben Grund zu glauben, dass sie dem Oberflächenbilde am unähnlichsten da sind, wo nahe an einem tiefen Meere hohe Gebirge aufragen.

Verschiebungen der Geoisothermen werden nun unter den verschiedensten Verhältnissen eintreten.

Auf dem Grunde des Meeres, also gewöhnlich bei geringer Temperatur, gebildete Schichten werden von darauf abgelagerten Schichten bedeckt, ihre Temperatur dadurch erhöht und dadurch auch eine entsprechende Volumvergrösserung bewirkt.

Werden Gesteine der Erdoberfläche auf grössere Strecken von glutflüssigen Laven überströmt, und sind zugleich die Laven in Spalten der Schichten eingetreten, so wirkt ein erheblicher Teil der Wärme dieser Laven auf die Gesteine. Diese müssen erwärmt werden und eine entsprechende Ausdehnung erfahren. Folgen sich die Lavenausbrüche in kürzeren Zwischenräumen,

so kann eine sehr hohe Temperatur nahe an die Erdoberfläche heranrücken, und es kann für Zeiträume, welche bei der geringen Wärmeleitungsfähigkeit der Felsarten sehr lang sind, ein erhebliches Aufsteigen der Geoisothermen veranlasst werden, zugleich aber eine beträchtliche Volumvermehrung der Gesteine.

Wo durch Hebungen, Senkungen und Verwerfungen oder Verschiebungen die Massen gegeneinander in andere Lage gebracht werden, werden auch die Geoisothermen verändert. In vielen Fällen sieht man, dass Teile einer und derselben Schicht längs einer Kluft um 1500 m und mehr in senkrechter Richtung verschoben worden sind. Wenn die gewöhnliche Wärmezunahme um 1° C. für 30 m angenommen wird, und wir uns eine ursprünglich horizontal liegende Schicht von a Graden Temperatur mit ihrem einen Teile um 1500 m gesunken denken, so ist dieser herabgesenkte Teil neben ein Schichtenmaterial von 50° + a° Wärme zu liegen gekommen. Kann ohne anderweitige Veränderungen die Temperaturausgleichung der in gleicher Stellung zum Erdmittelpunkte befindlichen Materialien eintreten, so wird der stehen gebliebene Schichten- oder Massenteil eine Schrumpfung, der gesunkene eine Ausdehnung erleiden.

Die durch Auflagerung anderer Massen oder infolge der Senkungen erwärmten und ausgedehnten Gesteinsmassen werden schliesslich nach etwaiger Zerstörung der auf ihnen ruhenden Massen wieder der Erdoberfläche näher gerückt [1]) und verlieren so wieder einen Teil der gewonnenen Wärme und des früheren Wachstums an Volum.

Die Volumveränderung der verschiedenen Gesteine bei Erwärmung und Erkaltung ist eben der Verschiedenheit derselben wegen nicht genau berechenbar; für viele Felsarten gilt wahrscheinlich der Ausdehnungscoefficient

---

1) Wo die Saale zwischen Wettin und Könnern durch den „Rothenburger Sattel" fliesst, sind von der Hochfläche mindestens 1400 m Schichtmaterial allmählich durch Erosion hinweggeführt worden, bevor der diluviale Geschiebelehm die Höhen bedeckte (mindestens 300 m Zechstein und Rotliegendes, ca. 900 m Buntsandstein und zum wenigsten 200 m Muschelkalk). Ist das Rotliegende in einem mässig tiefen Wasser etwa bei einer Temperatur von + 10° abgelagert, so erlangte es nach Ablagerung des betr. Teiles des Muschelkalkes + 57° Wärme und sank wieder zur jetzigen Oberflächentemperatur von + 9° herab.

des Glases (für je 1° C. 0,000 024 bis 0,000 026 des Volums oder für je 1° C. 0,000 081 bis 0,000 086 der Länge). Bei der vorhandenen Porosität mancher Gesteine ist die Vorstellung statthaft, dass die Volumveränderung bisweilen nur als eine Verdichtung der Masse bemerkbar werde, wenn der Widerstand der in Poren und anderen Höhlungen vorhandenen Flüssigkeiten oder Gase leichter zu überwinden ist, als der der umgebenden Massen und wenn die Wände jener Poren etc. nicht zu fest gefügt sind.

Dichtigkeit der Erde.

Während das specifische Gewicht der an der Erdoberfläche auftretenden Gesteine nach der direkten Bestimmung im Mittel höchstens auf 2,8 angenommen werden darf, und das von vielen Spalten, Rissen, Höhlungen etc. durchzogene Felsgerüst unserer Gebirge als Ganzes betrachtet meist sogar eine Dichtigkeit unter 2,5 besitzt, zeigen alle Versuche, die Dichtigkeit der gesamten Erde zu bestimmen, sehr viel höhere Werte. Man ermittelt die Dichtigkeit der Erde durch Vergleichung der Anziehungskraft des Erdganzen (der Schwere) mit der Massenattraktion einer bekannten Masse, wobei man das Gesetz berücksichtigt, dass sich die Anziehungen verhalten direkt wie die Produkte der Massengrössen, aber umgekehrt wie die Quadrate der Abstände der Schwerpunkte. Zur Bestimmung der Dichtigkeit der Erde hat man bisher benutzt 1) das Bleilot; 2) das Pendel; 3) die Drehwage; 4) die Wage.

Durch das Bleilot versuchten schon 1738 Bouger und Condamine die durch den Chimborazo verursachte Modifikation der Schwerkraft zu bestimmen. Hutton und Maskelyne unternahmen, besser ausgerüstet, 1774 bis 1776 eine ähnliche Untersuchung am Sheechaillin oder Shehallian, in Perthshire, Schottland, welcher bei 752 m absoluter Höhe verhältnismässig frei liegt, leider aber aus Quarzit (sp. G. meist 2,6), Glimmerschiefer

(sp. G. meist zwischen 2,8 und 3,2), Hornblendeschiefer (sp. G. gewöhnlich 2,9—3,0) und Kalkstein (sp. G. etwa 2,6 bis 2,8) in schwer zu ermittelnden Lagerungsverhältnissen besteht. — 1856 hat James am Arthurs Seat bei Edinburg analoge Beobachtungen gemacht.

Am Harz sind neuerdings Reihen von Messungen der Lotablenkungen angestellt, auf der prächtigen geologischen Karte von Lossen eingetragen und von diesem Forscher in ihrer Bedeutung besprochen[1]) worden.

Auf Bergen werden infolge der grösseren Entfernung vom Erdmittelpunkte die Schwingungen eines Pendels verlangsamt; in tiefen Schächten aber beschleunigt die Annäherung an den Erdmittelpunkt und die nach innen zunehmende Dichtigkeit diese Schwingungen. — Das Pendel hatte am klarsten die Aequatorialanschwellung und Polarabplattung der Erde dargethan. Carlini war einer der Ersten, welche durch Schwingungen des Sekundenpendels auf Berghöhen 1824 am Mont Cenis die Erddichtigkeit zu ermitteln trachteten, im August 1880 verglich zum selben Zwecke Mendenhall die Gravitation auf dem Fuji-no-yama mit der in Tokio. Airy stellte schon 1826, später 1854 in einem 360 m tiefen Schachte der Grube Harton bei Newcastle entsprechende Messungen an.

Die Drehwage wurde 1797—1798 von Cavendish zum erstenmal zur Messung der Erddichte benutzt. 1837 wandte Reich einen verbesserten Apparat an und wiederholte seine Versuche von 1852 an, nachdem Baily in London in gleicher Richtung gearbeitet hatte. Cornu in Paris nahm 1872 und 1873 dieselben Untersuchungen vor und wiederholte dieselben mit Baille 1878.

Erst die ausgezeichnete Vervollkommnung der Wagen, welche diese seit drei bis vier Lustren erfahren haben, hat auch diese Instrumente geeignet gemacht, zur Bestimmung des specifischen Gewichtes der Erde zu dienen. In dieser Weise haben Poynting in Manchester und Jolly in München gearbeitet.

---

[1]) Verh. der Ges. naturf. Freunde zu Berlin 1881.

Als die besten Resultate dürfen gelten die Zahlen:

5,58 (Reich 1852)
5,56 (Cornu und Baille 1878),
5,69 (Poynting 1880),
5,692 ± 0,068 (Jolly 1881)

Von den tellurischen Felsarten bleiben selbst die schwersten (Magneteisenstein (sp. G. 4,9—5,1) und Roteisenstein (sp. G. 5,2—5,3) erheblich hinter dem spec. Gewichte der gesamten Erde zurück. Dieses würde sich nach Analogie der bekannten anderen Weltkörper verstehen lassen, wenn ein grosser Teil des Erdinnern (etwas über die Hälfte des Volums) aus Eisen bestände (sp. G. 7,7), also die Massenbeschaffenheit der so oft beobachteten Meteoreisenmassen hätte.

Aus einer mittleren Dichtigkeit der Erde = 5,69 berechnen sich für

Merkur die mittlere Dichtigkeit von etwa 6,4,
Venus „ „ „ „ „ 5,9,
Mars „ „ „ „ „ 4,0,
Mond „ „ „ „ „ 3,0 bis 2,9.

Das genaue specifische Gewicht des eigentlichen Sonnenkörpers ist wegen der ungeheuren Ausdehnung der Dampfhüllen nicht bestimmbar; nach der scheinbaren Grösse der Sonne würde ihre Dichtigkeit nur ca. 1,4 betragen, ungefähr eben so berechnet sich nach der scheinbaren Grösse des Jupiter (einschliesslich seiner Atmosphäre) dessen Dichtigkeit (1,3 bis 1,4) und gleichfalls ohne die Berücksichtigung der Atmosphären würden wir für Saturn eine Dichtigkeit von 0,8, für Uranus 1,0 bis 0,9, für Neptun 0,9 Dichtigkeit erhalten.

Magnetische und elektrische Verhältnisse des Erdballs.

Die Erde wirkt auf magnetische Körper an ihrer Oberfläche ähnlich wie ein grosser Magnet. Eiserne Stäbe, welche annähernd senkrecht zur Erdoberfläche stehen, werden, so lange sie in ähnlicher Stellung verbleiben, polar magnetisch; magnetisierte Stahlstäbe werden bei freier Beweglichkeit in eine für Ort und Zeit genau orientierte Stellung durch den Einfluss des Erd-

magnetismus gebracht, auf welcher Eigenschaft der Gebrauch des Kompasses beruht. Denn eine horizontal freischwingende Magnetnadel nimmt eine an den meisten Punkten der Erdoberfläche ungefähr nordsüdliche Richtung an, deren Abweichung von der Meridianrichtung (Declination) leicht bestimmbar ist. Die Deklination ändert sich mit der Zeit. Nach den Beobachtungen am Observatorium zu Klausthal betrug dort 1881 die Deklination rund 13° W., nimmt aber mit kleinen Unregelmässigkeiten seit einem Jahrzehnt jährlich um 7′ 35″ ab. — Durch polar magnetische Gesteine wird an einzelnen Stellen die Deklination so unregelmässig, dass Bussolenmessungen sehr beeinträchtigt werden. Wie die Deklination der Magnetnadel, so ist auch die Inklination mit Zeit und Ort wechselnd; ebenso die durch die Zahl und Geschwindigkeit des in die Ruhelage zurückkehrenden schwingenden Magnetstabes messbare Intensität des Erdmagnetismus.

Viele Forscher sind geneigt, die Ursache des Erdmagnetismus in elektrischen Erscheinungen zu suchen, und in der That sind elektrische Ströme im Boden sowie eine Reihe von Erscheinungen der Elektricitätserregung in Gesteinen und Mineralien nachgewiesen.

Geotektonik.

Einleitung.

Der Augenschein lehrt, dass die Erdrinde nicht überall gleichartig ist, sondern dass sie aus über und nebeneinander liegenden Massen aufgebaut ist. Ueberall sind die Reliefformen der Landschaft, Form und Farbe der Felsen und des lockern Bodens, die Verteilung der Gewässer auf der Erdoberfläche und in der Tiefe, die natürliche Vegetation und die Art der Kultur von diesem Bau abhängig. Wer sein Auge für solche Verhältnisse zu schärfen vermag, findet beim Umblicke in einer Gegend die Grundzüge dieses Massenbaues gewöhnlich leicht heraus; gleichwohl erheischt oft die genauere Erforschung desselben die sorgfältigste und mühsamste Untersuchung.

Wir betrachten die Massen, welche die uns bekannten Teile der Erde zusammensetzen, gewissermassen als die Bausteine der Erdrinde und stellen uns zunächst die Aufgabe, die Anordnung, die Formverhältnisse und das Gefüge dieser Bausteine zu untersuchen.

Die Lehre von diesen Beziehungen der Massen wird Geotektonik oder architektonische Geologie genannt.

Entstehungszeit und Enstehungsart sind es, welche die Sonderung der in der Geotektonik zu betrachtenden Massen bedingen. Während der Wirkungszeit bestimmter Verhältnisse werden an der Oberfläche der

Erdfeste in einen Bildungsraum zusammengeführte Substanzen in gleichförmiger Weise zusammengefügt. So bilden sich heute und so bildeten sich von jeher die geotektonischen Einheiten: gleichzeitig und gleichartig entstehende Gesteinspartieen, welche wir „Einzelmassen“ oder auch „Gesteinskörper“ nennen. Die verschiedene Dauer der Entstehungsbedingungen und die ungleiche Grösse der Bildungsräume sind unter den Ursachen für die ungleichen Masse dieser Gesteinskörper von wesentlicher Bedeutung.

Je grösser die Flächenausbreitung einer geotektonischen Einzelmasse gefunden wird, um so grösser war der Bildungsraum für dieselbe. Bei gleichartigen und auf dieselbe Weise entstandenen Einzelmassen darf auch angenommen werden, dass auf gleich grossem Teile des Bildungsraumes in gleichlangen Zeiten gleichviel Material zusammengefügt wird; bei ungleichem Material und ungleichen Entstehungsbedingungen ist eine Vergleichung der Entstehungszeiten schwierig.

Kleine Aenderungen der Entstehungsbedingungen und namentlich periodische, regelmässiger sich wiederholende, Wechsel bedingen zwar gewisse innerhalb mancher Einzelmassen auftretende Differenzierungen, aber nur durch zeitliche Unterbrechungen der Wirksamkeit der betreffenden Verhältnisse oder durch das gänzliche Aufhören der Herrschaft dieser Bedingungen entstehen die Zwischenräume, Klüfte oder Fugen zwischen den einzelnen Gesteinskörpern, durch welche dieselben als geschlossene Einheiten erkannt werden. Ausnahmsweise können durch spätere Ausfüllung jener Klüfte verschiedene Einzelmassen aneinander gekittet werden, immer aber sind auch dann noch die Trennungsfugen angedeutet.

Geotektonische Untersuchungen knüpfen notwendigerweise an Beobachtungen auf enger begrenztem Felde an. Hier schon zwingt uns die Mannigfaltigkeit der Erscheinungen dazu, dass wir vielfach ganze Gruppen von einzelnen jener geotektonischen Bausteine zusammenfassen. Wollen wir die geotektonischen Lokalforschungen miteinander vergleichen und ein Bild vom Aufbau ganzer

Länder, oder von Kontinenten, endlich eine Vorstellung vom Aufbau der Erde als eines Ganzen gewinnen, so sind wir zu Zusammenfassungen noch weitreichenderer Art genötigt. Dem Zwecke der Geologie entspricht es, bei solchen Zusammenfassungen die verschiedenartigsten Massen nach ihren Entstehungszeiten miteinander zu verbinden und zu vereinigen.

Darstellung des Gebirgsbaues.

Die Darstellung der geotektonischen Verhältnisse erfolgt teils durch Worte und Beschreibungen, teils durch Zeichnungen und durch die wieder von den Zeichnungen abgeleiteten plastischen Reliefs. Die Beschreibungen bedürfen oft einer grossen Weitschweifigkeit und werden dadurch ermüdend, wenn sie nicht durch Zeichnungen erörtert werden. Die graphischen Darstellungen erheischen aber einige allgemeine Erläuterungen, denn wie Beschreibungen nur dann recht untereinander vergleichbar sind, wenn eine gewisse Terminologie bekannt ist, so sind auch herkömmliche Zeichen, Methoden etc. bei geognostischen Abbildungen eingeführt.

Es sind dreierlei Zeichnungen für die Geologie gebräuchlich: die geologischen Karten, die geognostischen Profile und die geologischen Landschaftsbilder[1]).

Die geognostischen Karten geben die wichtigste, gebräuchlichste und genaueste Darstellung der beobachteten Verhältnisse und verdienen daher an erster Stelle behandelt zu werden.

Wir setzen die Bekanntschaft mit den verschiedenartigen geographisch-topographischen Karten voraus, welche den geognostischen Karten zur Unterlage dienen.

Die geologische Kartierung soll in der Regel nur darstellen, wie einzelne Gebirgsglieder (nämlich Einzelmassen oder Gruppen von Einzelmassen) an der Erdoberfläche „zu Tage treten“ oder „ausgehen“. In einzelnen Fällen und gewöhnlich nur für bestimmte Einzelmassen,

---

1) Geologische Reliefkarten etc. sind zu selten, um hier besprochen zu werden.

z. B. Kohlenflötze, soll auch die unterirdische Verbreitung mitgezeichnet werden; alsdann wird der Raum angegeben, innerhalb dessen durch senkrechte Schachte oder Bohrlöcher das betreffende Gebirgsglied erreichbar ist.

Jedes Gebirgsglied wird gegen andere durch Flächen begrenzt, deren etwaige Durchschnitte mit der Erdoberfläche als geognostische Grenzlinien erscheinen.

Diese Grenzlinien sind oft nur zum kleinsten Teile „aufgeschlossen", d. h. unmittelbarer Beobachtung zugänglich. Nicht die Grenzlinien allein, auch die Flächen, welche die Gebirgsglieder einnehmen, sind gewöhnlich verdeckt. Rasen und andere Vegetationsmassen, die mannigfaltigen Zersetzungs- und Verwitterungsprodukte, die sich nur selten leicht dem Ungeübten als zu bestimmten Gebirgsgliedern gehörig zu erkennen geben, organisches und anorganisches Trümmermaterial, das den Boden überschottert und oft gleichsam pflastert, oft genug auch die Reste menschlicher Thätigkeit verhüllen den geologischen Bau. — Soweit die Bedeckung nicht durch ein darzustellendes Gebirgsglied erfolgt, muss die Karte Grenzlinien zeigen, die also zum Teil durch Wahrscheinlichkeitsschlüsse ermittelt sind.

Die Grenzflächen je zweier Gebirgsglieder sind mannigfaltig gestaltet und diese Mannigfaltigkeit muss sich im Bilde der Grenzlinien widerspiegeln. So verschiedenartig aber auch die Grenzflächen geformt sind, so werden doch auf grössere oder kleinere Strecken hin dieselben als Ebenen betrachtet werden dürfen, wie ja die Mathematik Kugeloberflächen und andere noch minder einfache Flächen als aus unzähligen ebenen Teilen zusammengesetzt berechnet. Die Grenzflächen, bezüglich die als Ebenen aufzufassenden grösseren oder kleineren Teile derselben sind nun entweder söhlig (horizontal), oder saiger[1]) (vertikal), oder sie befinden sich in einer geneigten Lage.

---

[1]) In der Bergmannssprache heisst saiger nicht nur eine vertikale Ebene, sondern auch solche, die von 90 bis etwa 75° geneigt sind. Ebenen zwischen 75 und 45° nennt der Bergmann „donlägig" oder „tonnlägig", solche von 45° bis 15° „flachfallende", von 15° bis zu horizontalen „schwebende".

Alsdann sind massgebend 1) die Abweichung der Lage der Grenzebene von einer Horizontalebene oder das Fallen (Einfallen, Verflächen, die Neigung), und 2) die Richtung der Durchschnittslinie beider Ebenen (also die Richtung der Horizontallinien in der Grenzebene): das Streichen.

Fallen und Streichen werden bei geognostischen Beobachtungen häufig an den Grenzflächen der Gebirgsglieder oder an Parallelflächen dazu (Schichtungsklüften, Absonderungsfugen etc.) gemessen[1]). Hierzu dient in der Regel ein Kompass mit dem Klinometer, einem Pendelinstrumente. Das auf den magnetischen Meridian bezogene Streichen nennt man das „observirte“ (Str. obs.), während das auf den wahren (astronomischen) Meridian bezogene Streichen das „berechnete“ heisst (Str. ber.). Das Fallen entspricht dem Winkel, welchen eine in der Horizontalebene senkrecht zur Streichungsrichtung stehende Linie mit einer in der Grenzfläche zur Streichungsrichtung Senkrechten bildet.

Einige bei der Entwerfung wie bei der Benutzung geognostischer Karten häufig vorkommende Aufgaben sollen hier kurz angefügt werden, wobei wir die Darstellung des Bodenreliefs durch Isohypsen gegeben annehmen.

I. Wir kennen Streichen und Fallen einer als Ebene zu betrachtenden geognostischen Grenze und haben die Linie zu zeichnen, welche diese Grenze auf einem unebenen Boden bildet, wenn ein Punkt A gegeben ist, an welchem die betr. Grenze eine der Isohypsen der Karte schneidet.

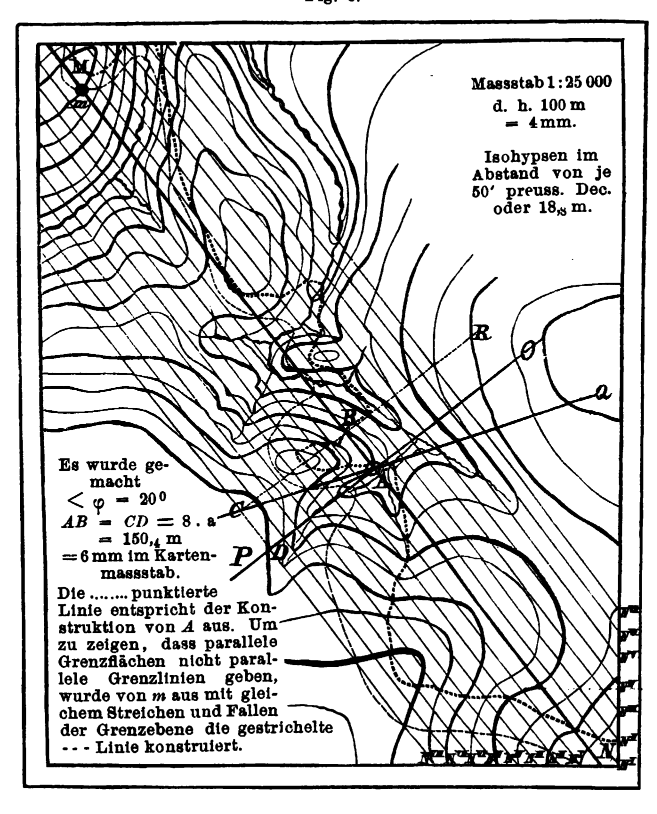
Man trage das bekannte Streichen durch die Linie MAN in die Karte ein, lege eine Senkrechte zu MN, PAO, durch A, welche so bezeichnet werden soll, dass P an der Seite liege, nach welcher die

---

1) Zuweilen sind indirekte Bestimmungen wichtig, z. B. die Messung der Stellung von säulenförmigen Absonderungsstücken erkalteter vulkanischer Gesteine, weil die betr. Säulen senkrecht zu den Abkühlungsflächen sich bilden. Der bergmännische Kompass ist oft noch, anknüpfend an die Sonnenuhren, in 12 Stunden (und diese in Achtel oder Sechzehntel) geteilt. Magnetische Nordrichtung heisst Stunde oder hora 12 (mitternächtiges Streichen). — Magnetische Ost-Westrichtung (h. 6) wird stellenweise Mittagsrichtung genannt, weil h. 3. (NO — SW obs.) Morgenrichtung und h. 9 (NW—SO obs.) Abendrichtung genannt werden. H. 12, h. 3, h 6, h. 9 sind „Wechselstunden“. Hieran reihen sich noch andere Bezeichnungen; so heissen in Sachsen Gänge, welche zwischen h. 12 u. h. 3 streichen: „stehende Gänge“ und zwar „tiefstreichende“, wenn ihre Richtung näher h. 12, „hochstreichende“, wenn dieselbe näher h. 3 ist. Gänge zwischen h. 3 und h. 6 sind „Morgengänge“, zwischen h. 6 und h. 9 „Spatgänge“, zwischen h. 9 und h. 12 „flache Gänge“ etc.

Grenzfläche ansteigt, *O* nach der, wohin diese Fläche fällt. Man trage auf *AM* ein Stück *AB* auf, das im Massstabe der Karte *n* mal so gross ist, als der einfache Isohypsenabstand; ziehe durch *B* eine Parallele zu *PO*; mache den Winkel *PAC* gleich dem gegebenen Fallwinkel; teile *AC* in *n* Teile; ziehe in den Teilungs-

Fig. 6.



punkten gleichweit abstehende Parallelen zu *MN*, und in gleichen Abständen solche Parallelen auch auf der Seite nach *O* hin. Nun sind die Durchschnittspunkte der ersten Isohypse über *A* mit der ersten Parallele gegen *C* N′, auch die der zu ermittelnden Grenzfläche mit dieser Isohypse, die der zweiten Isohypse über *A* mit

der zweiten Parallele gegen C N'' entsprechen der Berührung der Grenzfläche mit dieser Isohypse etc. Aehnlich sind der Reihe nach die Durchschnitte der gegen O liegenden Parallelen N_1 etc. mit den Isohypsen unter A die Berührungspunkte derselben mit der Grenzfläche. Verbindet man die betr. Durchschnittspunkte untereinander, so zeichnet man die gesuchte Linie.

Beweis: Wir machten $AB = CD = n \, . \, a$, wenn a den Wert des Isohypsenabstandes angiebt. Wir haben $DAE = ACB = \varphi$, dem gegebenen Fallwinkel gemacht; und es ist

$$AB = CD = n\, a = AC \sin \varphi.$$
$$BC = AD = \quad = AC \cos \varphi.$$

Denken wir uns nun die Linie $PDAO$ als eine senkrecht zum Streichen gerichtete Durchschnittslinie durch die Horizontalfläche, welche durch die A berührende Isohypse dargestellt ist, so würde CAQ die in der Falllinie durchschnittene, als Linie projicierte Grenzebene sein, die Linie CBR eine gleichfalls als Linie projicierte Isohypsenebene, welche um $n\, a$ höher liegt, als die Isohypse in A. CD würde die als Linie projicierte vertikale Ebene sein, welche von der Berührungslinie der Grenzfläche mit der oberen Isohypsenebene auf die untere gerichtet ist. Nur in dieser Vertikalebene gelegene Punkte der oberen, in der Ebene CBR gegebenen Isohypsenlinie können den Durchschnitten der Grenzebene CAQ mit dieser Isohypse angehören.

Was von den Linien gilt, welche auf $AB = n\, a$ bezogen sind, hat natürlich auch Geltung für die in der Konstruktion gegebenen Teile derselben (solche direkt abzugreifen ist praktisch meist schwer, weil die Isohypsen in möglichst geringen Abständen gezogen werden, AB also nach Berechnung aufgetragen wird, AC als Diagonale lässt sich am bequemsten teilen). Auf vielen Isohypsenkarten sind für eine Anzahl von Neigungswinkeln und für den Höhenschichtenabstand der Karten sogenannte Böschungsmassstäbe aufgetragen. Mittels dieser wird man in der Regel ohne weitläufige Konstruktion die Grenzlinien eintragen können. Man zieht die Streichungslinie MAN, trägt an eine Seite eines rechtwinkeligen Kartonblattes

Fig. 7.

10b.
9b.
8b.
7b.
6b.
5b.
4b.
3b.
2b.
1b.

1b = Böschungsdistanz für 20° beim Kartenmassstabe 1:25000 und einem Höhenschichten-Abstande von 50' prs. Dec. = 18,8 m.

Vielfache der dem beobachteten Fallwinkel der Schichten entsprechenden Böschungsdistanz auf, verschiebt die andere Seite an der Linie MN, bis die erste über A gelegene Isohypse von dem

auf *MN* rechtwinkeligen Schenkel im Abstande *b*, die zweite im Abstande 2 *b* getroffen wird etc.

Es bedarf nach dem Dargelegten keiner Erörterung, wie man von der Isohypsenkarte ohne weitere Angabe das Streichen durch Verbindung zweier Durchschnitte einer Isohypse mit einer Grenzlinie und das Fallen durch die Ermittelung der Entfernung von je zwei so gewonnenen Streichungslinien abliest. Erhält man dabei zwei nicht parallele Streichungslinien, so ist die Grenzfläche als eine unebene aufgezeichnet, die Aufsuchung der etwa als Ebenen zu betrachtenden Teile der Begrenzungsfläche wird dann eventuell vorzunehmen sein, wenn man nicht Anlass hat, mittels verwickelterer Konstruktionen die Gestalt der Grenzfläche als eine cylindrische etc. zu erweisen.

Aus dem bisher Besprochenen ergiebt sich ferner:

1) Eine saigere Grenzfläche erscheint als gerade Linie auf der Karte, welcherlei Krümmungen auch die Isohypsen bilden.

2) Horizontale Grenzflächen laufen den Isohypsen parallel.

3) Geneigte Grenzflächen bleiben den Isohypsen parallel, soweit diese in der Streichungsrichtung der Grenze verlaufen, sie schneiden dieselben im übrigen.

6) Grenzlinien, welche eine quer gegen ein Thal verlaufende Grenze darstellen, bilden im Thale nach unten, am Berghange nach oben konvexe Bögen, wenn das Einfallen nach derselben Richtung geht, wohin das Wasser fliesst und steiler als die Thalsohle ist:

7) Ist das Einfallen der Grenze dem Fliessen des Wassers entgegengerichtet, so beschreibt die Grenzlinie im Thal nach oben, am Berghang nach unten konvexe Bögen, die Bögen im Thale sind kürzer als die Isohypsenkurven.

8) Aehnliche gerichtete aber im Thale schmale und spitze[1]) Bögen zeigt eine Grenzlinie, welche einer zwar in der Richtung des Fliessens der Gewässer aber schwächer als die Thalsohle geneigten Grenzfläche angehört.

9) Zwei einander parallele Grenzflächen werden auf der Karte nur da parallele Linien darstellen, wo die Isohypsen gleichfalls parallel sind; andernfalls verschmälert und verbreitert sich der Zwischenraum zwischen beiden je nach der Böschung und Weltrichtung der Gehänge und nach der Neigung und dem Streichen der Grenzebenen. So kann es kommen, dass zwei einander äusserst naheliegende Grenzen, wo sie einem Berghange oder einem Thalboden gleichlaufen, dort sehr weit auseinander rücken und weite Flächen zwischen sich einschliessen, während zwei parallele, weit auseinander liegende Grenzflächen an Steilhängen dicht nebeneinander gelegene Grenzlinien zeigen können.

II. Oft weiss man, dass auf einem gegebenen Raume eine geognostische Grenzfläche als eine Ebene betrachtet werden kann, man will aus der bekannten Lage von d r e i Punkten der Grenz-

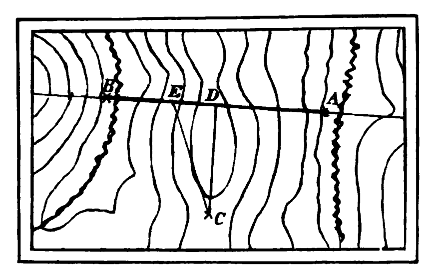
---

1) Welche längere Bogenlinien als die Isohypsenbögen darstellen.

fläche Streichen und Fallen derselben bestimmen. Es sind drei Fälle möglich:

a) Liegen alle drei Punkte auf einer Isohypse, d. h. in gleicher Meereshöhe, so ist die Grenzfläche eine Horizontalebene, die Grenzlinien müssen wie die Isohypsen verlaufen.

Fig. 8.



Massstab: 1 : 25 000 Isohypsen von 100' pr. Dec. = $37{,}_{66}$ m.

b) Liegen zwei der Punkte, A und B der Grenzfläche, in gleicher Meereshöhe, der dritte C höher oder tiefer, so bezeichnet eine Linie AB die Streichungslinie der Grenzfläche und aus einem Perpendikel CD auf AB oder dessen Verlängerung bestimmt sich das Einfallen, indem CD auf der Karte abgemessen wird (oder geodätisch berechnet) und aus der bekannten Höhendifferenz $= a$ zwischen C und AB sich die Gleichung ergiebt $CD \,.\, tan\ x = a$ oder $tan\ x = \frac{a}{CD}$.

Graphisch bestimmt sich der Fallwinkel, wenn wir im Massstabe der Karte auf die Linie AB oder deren Verlängerung von D aus $DE = a$ abschneiden, als der Winkel DCE.

c) Liegen die drei Punkte in ungleicher Meereshöhe, so verbinden wir den niedrigsten A mit dem höchsten C durch eine Gerade AC; setzen daran auf der dem Punkte B entgegengesetzten Seite ein Perpendikel CD von der Länge des Höhenunterschiedes zwischen A und C $(= a)$; schneiden von D aus darauf die Länge DE gleich dem Höhenunterschiede zwischen A und B $(= b)$ ab und ziehen die Parallellinien AD und FE. AC wird in F geschnitten, einem Punkte, der in gleicher absoluter Höhe liegt wie B, es giebt also BF das Streichen an, und aus dem Dreiecke ABF oder CBF lässt sich wie in dem sub *b)* betrachteten Falle das Verflächen der Grenze bestimmen. Die einfachste Konstruktion dafür ist, dass man von F auf AN, eine Parallele zu BF, das Perpendikel FJ fälle; $FK = FG = b$ mache, wobei K ein Punkt der Linie FB ist. FJK ist der gesuchte Fallwinkel.

Beweis: Weil $CD \perp AC$; CD = der Höhendifferenz a; DE = der Höhendifferenz b, und $FE \parallel AD$, so wird weiter, wenn wir $FG \perp AC$, d. h. $\parallel CD$ ziehen, und $GH \parallel AC$: $CH = FG = ED = b$ (nach dem Satze von den Parallelogrammen von gleicher Grundlinie und Höhe).

Fig. 9.

ABC ist der Grundriss der Karte, ACD stellt den Aufriss einer durch AC gelegten senkrechten Ebene dar, welche einem Durchschnitte der Horizontalebene durch A, mit einer Vertikalebene in der Linie BC und mit der Grenzebene entspricht. Der Punkt G ist demnach als ein in F auf der Horizontalebene durch A projicierter Punkt der Grenzebene zu betrachten, welcher in der Höhe $DE = b$ über der fraglichen Horizontalebene liegt. FB ist also das Kartenbild einer Horizontallinie, die der durch A gelegten Horizontalebene parallel ist, d. h. die Streichungslinie.

FJK ist der Aufriss einer senkrechten Ebene, welche in FJ von der Horizontalebene durch A, in FK durch eine in der Streichungslinie BF stehende Vertikalebene, in KJ durch die Grenzebene geschnitten wird; also ist FJK der Fallwinkel.

Derselbe kann auch durch LAM ermittelt werden, wenn wir $CML \parallel BF$ ziehen und von A das Perpendikel AL darauf zeichnen, dann LM die Grösse $a = CD$ geben.

Rechnungsmässig ergiebt sich aus der Aehnlichkeit der Dreiecke ACD und AFG:

$$CD : CA = FG : FA \text{ . oder } a : CA = b : FA.$$

$$a \,.\, FA = CA \,.\, b \text{ d. h. } FA = CA \frac{b}{a} \left(\text{oder } FC = CA \left(1 - \frac{b}{a}\right)\right).$$

Da nun

$$FJ = FA \,.\, \sin FAJ = CA \,.\, \frac{b}{a} \sin FAJ$$

und

$$\tan KJF \,.\, FJ = b \text{ oder } \tan KJF = \frac{b}{FJ},$$

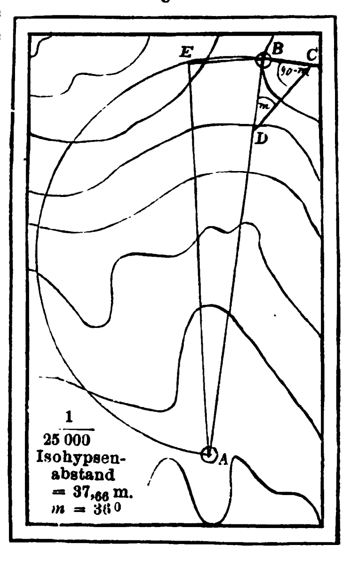
so ist die Tangente des Fallwinkels

$$= \tan KJF = \frac{b}{CA \,.\, \sin FAJ \frac{b}{a}} = \frac{a}{CA \,.\, \sin FAJ} = \left(\frac{a}{CA \,.\, \cos CAL}\right).$$

Die angegebene Konstruktion lässt sich nach und nach für je drei von einer ganzen Anzahl von Grenzpunkten anwenden und ergiebt dann, wie weit die Grenzfläche eine Ebene ist, bezüglich ob sich eine regelmässige Fläche irgend einer Art aus den Aufschlüssen für die betreffende Grenze berechnen lässt.

III. Praktisch nützlich kann zuweilen eine an das Besprochene sich anschliessende annähernde Bestimmung einer Streichungslinie sein. Oft begeht man einen nur geringen Fehler, wenn man für zwei Aufschlusspunkte, die nur eine ungefähre Messung der Fallrichtung und des Fallwinkels — oder gar nur eine Schätzung dieser Elemente — gestatten, gleiches Streichen und Fallen, sowie Ebenheit der Grenzflächen annimmt.

Fig. 10.



Man verbinde die beiden Grenzpunkte A und B durch eine Gerade, schlage nach der Seite derselben, wohin die Grenzfläche einfällt, einen Halbkreis, errichte auf der entgegengesetzten Seite an dem höchstgelegenen (B) der Punkte ein Perpendikel von der Länge $(BC = a)$ des Höhenunterschiedes zwischen A und B. — An BC setze man in C den Winkel, welcher den Fallwinkel m zu 90^0 ergänzt, so dass der Schenkel CD die Linie AB schneide. Wird nun von B aus auf dem Halbkreise eine Sehne von der Länge BD

abgeschnitten, so dass $BE = BD$ wird, so ist AE das gesuchte Streichen.

Beweis: Aus der Konstruktion folgt, dass im rechtwinkeligen Dreiecke BCD mit $BC = a$ ist: $a = BD \,.\, \tan m.$ oder $BD = \frac{a}{\tan m.}$ Dies Dreieck ist also der Aufriss einer Vertikalebene, in der die Falllinie liegt (d. h. der Durchschnitt der Grenzebene mit einer senkrechten Ebene, welche zugleich auf der Streichungslinie senkrecht steht).

Um den Wert BD muss in der Kartenebene (Horizontalebene) die Streichungslinie, welche A berührt, von B entfernt bleiben. Winkel BEA ist als Winkel im Halbkreise ein Rechter, also die Linie AE, in der Horizontalebene von B um den Wert BD entfernt, die Streichungslinie, in der der Punkt A gelegen ist.

IV. Kennen wir Streichen und Fallen einer ebenen Grenzfläche, in welcher ein seiner Höhe nach bekannter Punkt A der Karte liegt und ist ferner nach Lage und Höhe (bezüglich Höhenunterschied gegen A) ein Punkt B gegeben, so lässt sich die Länge einer auf der Grenzfläche senkrechten Linie, welche B erreicht, bestimmen; also ermittelt man die Mächtigkeit einer Gesteinsmasse, welche zwischen der Grenzfläche und B gelegen sein kann.

Die Konstruktion wird für verschiedene Fälle verschieden, es kann nämlich I. das Einfallen von A nach B gehen oder II. von B gegen A gerichtet sein. In jeder der beiden Modalitäten kann weiter 1) B höher liegen als A. — 2) B niedriger sein als A. — Wiederum kann der Punkt B entweder (a) über der Grenzfläche sich befinden, oder (b) unter derselben liegen. Es sind also 6 Fälle in der Konstruktion, im Rechnungswerte 3 Formeln zu unterscheiden, von denen wir hier nur eine Konstruktion und eine Formel genauer ausführen wollen, indem wir auf die anderen kursorisch hinweisen.

Fig. 11.

1.1. Es liege B um a höher als A, die Grenzfläche falle von A gegen B um φ Grade, und das Streichen sei von der Linie AB um μ Grade verschieden.

Wir ziehen die beiden Streichungslinien .... AN .... und .... BO .... und die dazu senkrechte Linie AC, welche der Kartenprojektion der Fallrichtung entspricht. Legen wir nun gegen O hin an AC in A den Winkel $\varphi = CAD$, tragen an CB gegen B hin die Länge $CE = a$ auf und fällen von E auf DA das Perpendikel EG, so entspricht dieses dem gesuchten Perpendikel von B auf die Grenzfläche, von der A ein Punkt ist.

Beweis: Denken wir uns CA als den durch eine Linie projicierten Schnitt der Horizontalebene durch A, so sind BO und AN die gleichfalls in Linienform projicierten B und A einschliessenden Vertikalebenen in der Streichungsrichtung der Grenzfläche, welche selbst als AD sich projiciert. Der Punkt E ist die Projektion einer Streichungslinie BO, welche um $CE = a$ höher in der durch B gelegten Vertikalebene liegt, als die in C gleichfalls punktförmig projicierte, in derselben Vertikalebene gelegene Streichungslinie, welche in der Horizontalebene durch A sich befindet. $ECDGA$ darf daher als der Aufriss einer senkrechten Ebene in der Fallrichtung durch CA aufgefasst werden.

Nunmehr ist auch EG das in seiner ganzen Länge linear projicierte Lot von B auf die Grenzebene.

Es wird rechnungsmässig, weil der Winkel DEG des rechtwinkeligen Dreieckes DEG gleich $\angle DAC = \angle \varphi$ ist:

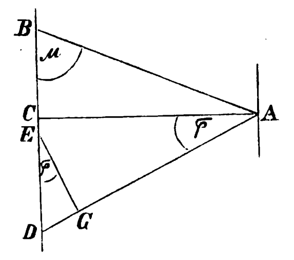
$$EG = ED \cdot \cos \cdot \varphi .$$
$$ED = EC + CD = a + CD .$$
$$CD = AC \tan \varphi$$

$$EG = (a + AC \tan \varphi) \cos \varphi \text{ oder}$$
$$EG = a \cos \varphi + AC \sin \varphi .$$
$$AC = AB \cdot \sin \mu$$

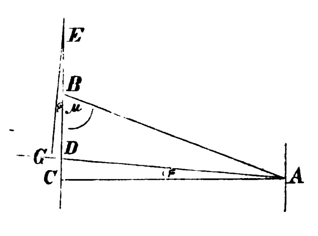
$$EG = a \cos \varphi + AB \sin \mu \cdot \sin \varphi .$$

II 1. a. Ist B höher als A, und zugleich höher als die von A gegen B hin ansteigende Grenzfläche, so ergiebt die Konstruktion eine andere Formel für die Rechnung.

I. 2. a. Fig. 14.



II. 1. a. Fig. 12.



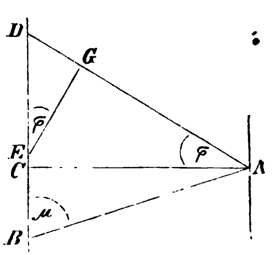
Man lasse den Winkel φ von A aus über AC ansteigen und trage von C aus auf BO wiederum $CE = a$ auf. Das Perpendikel

EG fällt ausserhalb der Parallelen und weil $ED = a - CD$, so wird die Formel $EG = a \cdot \cos\varphi - AB \sin\mu \cdot \sin\varphi$.

II. 1. b. Es liegt *B* höher als *A*, jedoch unter der von *A* gegen *B* ansteigenden Grenzfläche. Man trägt ebenfalls $< \varphi$ über *AC* an *A* auf. *E* liegt unter *D*, also ist $ED = CD - a$ folglich $EG = AB \cdot \sin\mu \cdot \sin\varphi - a \cos\varphi$.

I. 2. b. Fig. 15.

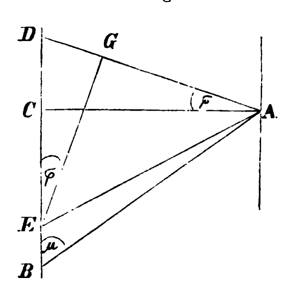
II. 1. b. Fig. 13.



I. 2. a. *B* unter *A*, aber über der von *A* gegen *B* geneigten Grenzfläche giebt dieselbe Formel wie II. 1. b, nämlich $EG = AB \sin\mu \cdot \sin\varphi - a \cos\varphi$.

I. 2. b. *B* tiefer als *A* und tiefer als die Grenzfläche giebt die Formel wie II. 1. a, also $EG = a \cos\varphi - AB \cdot \sin\mu \cdot \sin\varphi$.

II. 2. Fig. 16.



II. 2. *B* tiefer als *A* bei einer von *A* gegen *B* ansteigenden Grenzfläche giebt wie I. 1. die Formel $EG = a \cos\varphi + AB \cdot \sin\mu \cdot \sin\varphi$.

Haben wir uns auch darauf beschränkt, die einfachsten Verhältnisse hier zu besprechen, so folgt aus den gegebenen Darlegungen, dass auf einer guten geologischen

Karte mit einer genauen[1]) Höhenschichtenkarte als Unterlage die sofortige Bestimmung aller Einzelheiten des geologischen Baues bezüglich der im Massstabe der Karte darstellbaren und an der Oberfläche der Erde hervortretenden Gebirgsglieder gegeben ist. Jede andere bildliche Darstellung ist überflüssig, wenn die Karte den angegebenen Anforderungen entspricht.

Der Massstab der Karten gebietet eine Beschränkung in der Anwendung der kartographischen Darstellung. Im Massstabe der geologischen Specialkarten vieler Länder 1 : 25 000 entspricht 1 mm einer Länge von 25 m; es wird also schon bei diesem Massstabe unmöglich, einen Raum von 1 Ar auf einer gedruckten Karte, deren Papier dem „Ziehen" ausgesetzt ist, richtig darzustellen; ein Zeichen, das einen geologischen Körper von 1 a Fläche darstellen will, muss, um erkennbar zu bleiben, vergrössert dargestellt werden, wie man ja auch Wege etc. in vervielfältigter Breite zeichnet.

Für bergmännische oder agronomische Zwecke kann es daher, wie für Wegebau etc. unerlässlich werden, auf grösseren Massstab überzugehen, in welchem geologische Karten nicht veröffentlicht werden können, weil sie alsdann weder genügenden Absatz finden, noch höheres allgemeines Interesse haben könnten.

Sehr oft ist es erwünscht, einen kleineren Massstab als den der geologischen Specialkarten anzuwenden und Uebersichtskarten herzustellen oder auch schematische Karten zu liefern. Bei ersteren soll unterdrückt werden, was für den Gebirgsbau unwesentlich erscheint und was seiner Grösse nach nicht darstellbar ist, sonst soll das Bild ein thunlichst getreues werden.

Die schematische Karte will die Grundzüge des Baues

---

[1]) Noch existieren kaum irgendwo topographisch so richtige Karten, dass sie für geologische Specialkartierung eine völlig ausreichende Grundlage gewähren. Wo der aufnehmende Geolog nicht imstande ist, seine Unterlage genügend zu berichtigen, wird er ein wenigstens schematisch richtiges Bild liefern, indem er die geologischen Abteilungen so begrenzt, wie sie begrenzt sein würden, falls die topographische Grundlage naturgetreu wäre. Die geologische Eintragung wird nur da unmöglich, wo die Karte ein Bodenrelief zeichnet, welches im Widerspruche zum geologischen Bau steht, wo z. B. der kartierende Geograph in seinen Aufzeichnungen rechts und links verwechselt hat etc.

einer Gegend veranschaulichen, ohne für Einzelheiten Bürgschaft zu übernehmen: sie zählt und misst nicht, sondern sie schätzt. (Sind z. B. in einer Gegend Basaltkuppen auf jurassischer Unterlage vorhanden, so wird die Specialdarstellung jede Kuppe genau auftragen; die Uebersichtskarte wird alle auf der Kartenunterlage ihrer Grösse nach darstellbaren Basalte zeichnen; die schematische Karte begnügt sich, einige der Kuppen anzudeuten.)

Ausser den geologischen Karten, welche alle darstellbaren Gebirgsglieder angeben, sind häufig „abgedeckte" Karten gefertigt worden, die besonders früher üblich waren. Bei diesen „abgedeckten" Karten wird eine mehr oder minder grosse Zahl oberflächlich verbreiteter Gebirgsglieder ganz weggelassen, wobei meist aber die topographische Grundlage nicht der Abtragung entsprechend umgezeichnet wird.

Die älteste geologische[1]) Karte, die ausgeführt wurde, ist die vom ostthüringischen Bergvorlande mit einem Teile des südlich ausschliessenden Gebirges, welche Füchsel 1761 mit seiner mehrfach citierten Abhandlung veröffentlichte. Das Blatt ist nicht nach dem Gradnetze orientiert und trägt einen ähnlichen Charakter wie jene ältesten geographischen Karten, die noch die Entwickelung aus den Landschaftsbildern der Aussichten von hohen Bergen aus andeuten. Der Verfasser unterschied damals für jene Gegend 9 „Gebirge" (series montanæ) und 6 „Unterlager" (series statuminis), ferner noch ein „fundamentum serierum, veteris terræ lapidosa superficies": Grundgebirge oder Ganggebirge (Lehmann), also 16 geognostische Abteilungen.

Nach Füchsel hat besonders Charpentier sich im vorigen Jahrhundert um die geologische Kartierung verdient gemacht, doch war sein Zweck und der vieler seiner Nachfolger besonders der Herstellung von „petrographischen" Karten gewidmet.

---

1) Guettard hat schon vor Füchsel geologisch wichtige Dinge auf Karten eingetragen, welche jedoch nicht so bestimmt als Füchsels Blatt die Verbreitung der Gebirgsglieder darstellen, mehr als Mittelglieder zwischen petrographischen und pedologischen Karten gelten können.

Erst in den letzten Jahrzehnten ist allseitig der grosse Nutzen geologischer Karten erkannt worden und noch immer zeigt sich bei sehr vielen Gelegenheiten, wie viele Tausende Behörden, Gesellschaften und Private bei der Anlage von Eisenbahnen und anderen Strassen, von Bergwerken, von Brunnen etc. etc. vergeuden, wenn keine geologischen Aufnahmen den technischen Anlagen vorhergehen. Daher ist von fast allen Kulturstaaten eine geologische Landesaufnahme und Veröffentlichung der geologischen Karten angeordnet worden; es sind sehr bedeutende Arbeiten derart jetzt im Gange, deren nützliche Rückwirkung auf die Wissenschaft sich auch fühlbar macht, indem manche Fragen jetzt, seit wir die Thatsachen besser kennen, ihrer Lösung näher rücken.

Geologische Profile (Durchschnitte, Aufrisse) wollen die räumliche Anordnung der Massen der Erdrinde so veranschaulichen, wie dieselben sich in einem senkrechten Durchschnitte durch einen Teil der Erdfeste gruppiert zeigen würden. — Da nirgends ein solcher senkrechter Durchschnitt in einigermassen beträchtlicher Grösse beobachtet werden kann, enthält jedes Profil eine Menge von hypothetischen Eintragungen, nur selten wird ein irgendwie bedeutender Teil der Darstellung ganz sicher aufgezeichnet sein.

Trotz dieses hypothetischen Charakters sind die Profile sehr beliebt, denn die Ueberlagerung und das Nebeneinanderstehen der Massen treten für den weniger Geübten klarer hervor als auf den Karten, die ohne eindringendes Studium nicht gelesen werden können. Im Profile vermögen wir auf relativ kleinem Raume die Grundzüge des Baues grösserer Landstriche anzugeben, also mit einem kleinen Aufrisse eine grössere schematische Karte zu ersetzen. Auch kennzeichnen sich dabei die Abweichungen der geognostischen Grenzflächen von der Horizontalität und von gleichförmiger Neigung sehr scharf.

Die Durchschnitte werden in bestimmten Profillinien, die man auf den Karten anzugeben pflegt, gelegt. Bisweilen zeichnet man längs gebrochener oder gar gekrümmter Profillinien (Flussläufe, Wege etc.). In letz-

terem Falle ist es zweckmässig, auch auf dem Profile selbst die Biegungsstellen oder Brechungsstellen durch Vertikallinien anzudeuten. Wenn auf grössere Strecken ein Aufriss ganz gleichmässige geologische Verhältnisse zeigt, empfiehlt es sich, die Stücke, welche kein besonderes Interesse darbieten, ausfallen zu lassen. —

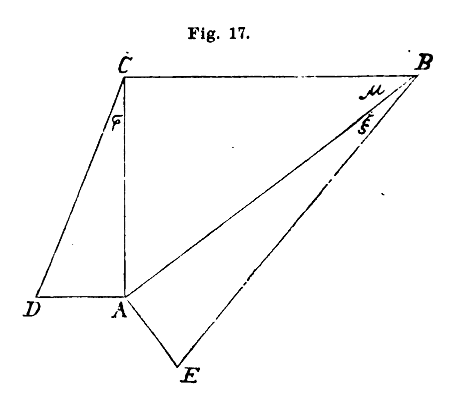
Auch in den Durchschnitten erscheinen alle Grenzflächen als Linien; Stellen, wo die Profilebene mit einer Grenzfläche zusammenfällt, müssten die Grenzflächen als solche dargestellt zeigen, d. h. als flächenhaft erscheinende Grenzlinien schwarz; man vermeidet daher wo möglich solche Partieen im Aufrisse zu zeichnen.

Am klarsten sind Durchschnitte, welche das Streichen der Grenzflächen rechtwinkelig (d. h. in den Fallrichtungen) durchschneiden, auf denen also der Fallwinkel aller Grenzlinien mit dem der Grenzflächen gleich ist.

Schneidet die Profillinie das Streichen schiefwinkelig, so sind alle Fallwinkel des Profiles veränderte und die beiden beifolgenden Konstruktionen zeigen, dass die Veränderungen ganz gleichmässig erfolgen, wie auch das Fallen gerichtet sei.

Heisst der Winkel zwischen Streichungsrichtung *BC*

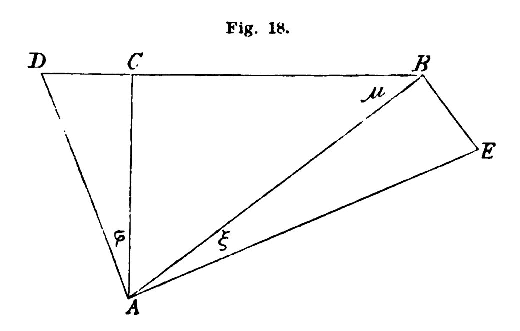
Fig. 17.



und Profilrichtung μ, der wahre Fallwinkel der Grenzfläche φ, der veränderte Fallwinkel ξ, und sind uns zwei

in einer Horizontalebene gelegene Punkte der Profillinie, A und B gegeben, so kann das Fallen von A nach B oder von B nach A gerichtet sein.

Fig. 18.



Wir machen die Linie $AC \perp BC$, legen dieselbe also in die Richtung des Fallens der Grenzfläche und errichten auf AB und AC Perpendikel (nämlich in A, wenn die Grenze von A nach B einfällt, in B und in C, wenn das Fallen von B nach A geht). Wir machen nun CAD bezüglich ACD gleich φ, und AE (bezüglich BE) gleich AD (bez. BD) so ist $\xi = BAE$ (bez. ABE) der gesuchte veränderte Winkel.

Rechnungsmässig findet man Fig. 17:

$$AD = AC \,.\, tan\,\varphi = AE = AB \,.\, tan\,\xi$$
$$AC = AB \,.\, sin\,\mu \,.$$
$$\text{also } AB \,.\, sin\,\mu \,.\, tan\,\varphi = AB \,.\, tan\,\xi$$
$$sin\,\mu \,.\, tan\,\varphi = tan\,\xi$$

Für Figur 18:

$$CD = AC \,.\, tan\,\varphi = BE = AB\; tan\,\xi$$
$$AC = AB \,.\, sin\,\mu \,.$$
$$\text{also } AB \,.\, sin\,\mu \,.\, tan\,\varphi = AB \,.\, tan\,\xi$$
$$sin\,\mu \,.\, tan\,\varphi = tan\,\xi \,.$$

Eine Unsitte muss es genannt werden, dass viele geologische Profile die Höhen in anderem Massstabe als die Längen gezeichnet darbieten, wodurch Zerrbilder, Karrikaturen, entstehen, die sich aber nur zu leicht nicht nur dem Auge, sondern auch dem Gedächtnis einprägen

und falsche Vorstellungen wecken. Bei bestimmten Aufgaben der Praxis kann es zweckmässig erscheinen, das Bodenrelief in die Höhe gezerrt zu zeichnen (z. B. für Wasserbauten, Wegeanlagen etc.). Für wissenschaftliche Darstellungen sind Profile mit gleichem Massstabe von Höhe und Länge die Geeignetsten. — Jede „Ueberhöhung" der Relieflinien muss bei etwaiger Anwendung der karrikierten Zeichnungen auch eine Umrechnung bez. Umzeichnung aller Grenzlinien des geologischen Profiles nach gleichem Verhältnisse[1]) mit sich ziehen. Hierbei werden aber Grenzflächen mit ihren verschiedenen Neigungen sehr verschiedene Winkelveränderungen erleiden müssen. Daher kann das Verständnis eines Profiles, falls nicht vollkommene Aufschlüsse zu Grunde gelegen haben, bei Anwendung der Ueberhöhung sehr erschwert werden. Auch kann es vorkommen, dass der Zeichner vergisst, die Einfallswinkel zu vergrössern und zu ganz falscher Auffassung von den gegenseitigen Beziehungen verschiedener Gebirgsglieder gelangt, wenn er nur an einzelnen Punkten seiner Profillinie Gebirgsglieder zu beobachten vermag.

In Fig. 19 ist *A* das richtige Profil durch dreierlei Gebirgsglieder, von denen das obere γ eine nach *b* schwach geneigte untere Grenzfläche besitzt, während die beiden unteren β und α durch eine nach *b* steiler einfallende Grenzfläche getrennt sind, zu welcher parallele Ebenen bei *a* und bei *b* gemessen werden können; α ist evident unter β gelagert, α aber nur im Thale *a*, β nur im Thale *b* sichtbar.

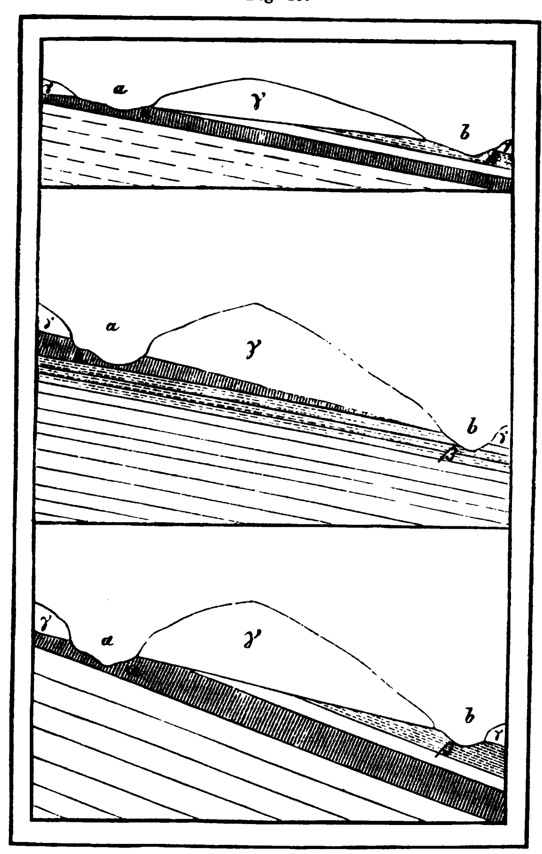
Der Zeichner wendet Ueberhöhung durch Verdoppelung der Höhe an, vergisst aber, während er für die Masse γ der Oberflächenaufschlüsse wegen die Grenze richtig legt, für α und β die Neigungswinkel zu ver-

---

[1]) Wird die Höhe verändert, so geschieht diese Veränderung nach dem Verhältnis der Tangenten der Böschungs- und Neigungswinkel. Es wird also bei 10maliger Ueberhöhung aus einem Winkel von 1° ein solcher von etwas über 10°, aus einem Winkel von 10° einer von mehr als 60°, aus einem von 20° einer von fast 75°, aus einem von 30° einer von ca. 80°, aus einem von 40° einer von 83°, aus einem von 50° einer von ca. 85° 12′, aus einem von 60° einer von ca. 86° 40′, aus einem von 70° einer von fast 88°, aus einem von 80° ein Winkel von fast 89°.

ändern und kommt so zu der Vorstellung, dass β ein unter α gelagertes Gebirgsglied sei (Fig. B).

Fig. 19.



Durch entsprechende Vergrösserung der Neigungswinkel wird im karrikierten Profile Fig. c das richtige Lagerungsverhältnis erkennbar.

Geognostische Landschaftsbilder. Für die Darstellung von Teilen geotektonischen Einzelmassen und

für die Abbildung einfacher Lagerungsverhältnisse bei gleichmässiger Gestaltung des Bodenreliefs sind geognostische Landschaftsbilder unübertrefflich. Die Abhängigkeit der Berg- und Felsgestaltung von dem geotektonischen Bau kann auf Karten nicht so deutlich hervortreten als auf der Landschaftszeichnung. Selbst eine skizzenhaft ausgeführte Zeichnung wirkt oft sehr zur Verdeutlichung, wenn das Geognostische nur richtig hervorgehoben ist, was in vielen Beziehungen besser und klarer durch Farbentöne als durch Schraffur geschieht. Oft kann eine gewöhnliche Bergzeichnung oder eine Photographie schon genügen, um geologische Verhältnisse deutlich zu machen, zuweilen aber sind eingehende Studien nötig, um ein Bild zu erklären, und in solchen Fällen ist der Karte oder dem Profil der Vorzug zu geben.

Formen und Begrenzungen der geotektonischen Einzelmassen.

Die überwiegend grosse Mehrzahl der bekannten Einzelmassen ist in der Form von Schichten vorhanden; drei andere Kategorieen von Einzelmassen: die Stöcke (Massive, Lagermassen, Decken), die Ströme und die Gänge treten meistenteils sehr zurück.

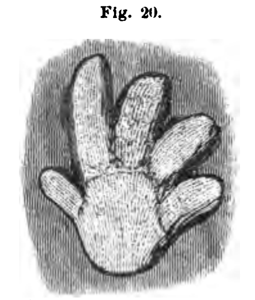
Schichten[1]) sind Einzelmassen, deren horizontale Verbreitung in allen Richtungen bedeutend ist im Gegensatz zur vertikalen Dimension oder „Mächtigkeit“. Meistenteils machen uns die Schichten den Eindruck tafelförmiger, wie die Blätter eines Buches übereinander liegender Massen. Eigentlich sind oder waren die meisten Schichten flache Ellipsoide, weil sie an den Grenzen ihrer Flächenausbreitung geringere Mächtigkeit als in der Mitte zu haben pflegen, sich „auskeilen“, wie man sagt. Ein weniger gebräuchliches Synonym für Schicht ist „Lage“. „Lager“ werden manche besonders wichtige Schichten bisweilen genannt. „Bänke“ nennt man durch harte

[1]) „Schichten des Gesteins sind die durch gleichlaufende Klüfte in mehr oder weniger starke, gleichlaufende, plattenförmige Massen voneinander getrennten gleichartigen Gebirgsmassen“. Werner, Neue Theorie von der Entstehung der Gänge (1791) S. 2.

Gesteinsbeschaffenheit oder durch besondere Mächtigkeit ausgezeichnete Schichten. „Flötze“ [1]) sind durch die Massenbeschaffenheit von den umgebenden Schichten abweichende, bergmännisch nutzbare Schichten. „Mittel“ oder „Zwischenmittel“ heisst ein untergeordneter, eingeschalteter, ungleichartiger, horizontal nicht allzueng begrenzter Teil eines Flötzes oder einer Schicht (gewissermassen eine Schicht in der Schicht). Der Ausdruck „Besteg“ bedeutet einen dünnplattigen, zwischen Schichten gelegenen Mineral- oder Gesteinskörper.

Nach oben (dem Hangenden) und nach unten (dem „Liegenden“) sind die Schichten durch Schichtungsflächen oder Schichtungsklüfte begrenzt, die selten eine ganz ebene Fläche darbieten, gewöhnlich eine eigentümliche Beschaffenheit zeigen. (Wellenspuren, sog. Schlangenwülste, Bewegungsspuren von Tieren, Pflanzen oder von Tierüberresten und von Steinen, — Hervorragen von organischen Resten oder von andern nicht vollkommen in das Schichtenmaterial aufgenommenen Körpern und verschiedene andere mehr lokal auftretende Erscheinungen, z. B. Steinsalzkrystall-Ausgüsse etc.)

Fig. 20.



$\frac{1}{1}$

Bewegungsspur von Tieren. Fährte aus dem Buntsandstein von Bernburg, vielleicht zu Trematosaurus Braunii Meyer gehörend.

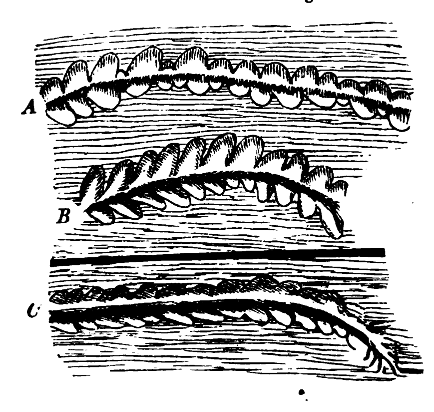
Innerhalb der Schichten bemerken wir nicht selten das Vorkommen von Absonderungen und Ablösungen, durch welche die Schichten in kleinere mehr oder minder regelmässige Stücke geteilt sind. Zuweilen den Schichtflächen parallel, laufen die Absonderungen sehr viel häufiger in ganz anderer Richtung, immer aber lässt sich erkennen, dass dieselben sehr viel später entstanden sind als die Schichtklüfte. Die sogenannte „falsche oder transversale Schieferung“ und die stengelige oder griffelartige

---

1) „Venae dilatatae“ Agricola de re metallica lib. II. 1540.

Absonderung sind besonders häufig beschrieben worden. Unter ersterem Worte versteht man das durch Druck-

Fig. 21.



$\frac{1}{1}$ Bewegungsspuren von Tieren.

A und *B*. Stücken von „Nereiten" aus den unterdevonischen Schiefern des östlichen Thüringen (Steinach).

C Fährte des Corophium longicorne Fabr., eines wandelnden Gammariden (Amphipodenkrebses) der in den nordeuropäischen Meeren lebt. Nach Nathorst. K. Svenska Vet. Akad. Handl. Bd. 18. 1881.

erscheinungen bewirkte Zerfallen oder die Teilbarkeit von Schichten in plattenförmige, den Schichtungsklüften

Fig. 22.



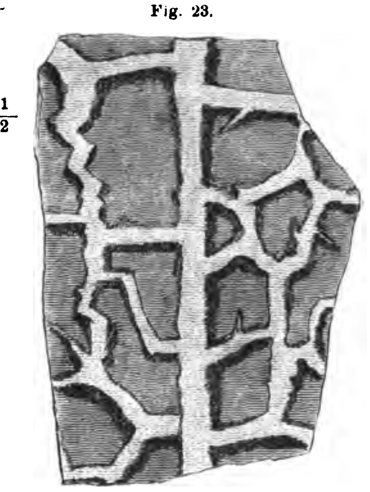
$\frac{1}{1}$ Bewegungsspur einer Molluskenschale.

Die Bewegung eines Gehäusestückes von Ammonites angulatus Schlotheim hat einen scharfrippigen, einem Pflanzenstengel ähnlichen, Abdruck erzeugt, welcher als 1—2 mm hoher Wulst auf der Unterfläche einer Sandsteinplatte neben einem Ausguss des Gehäuseabdruckes liegt.
Vom Seeberg bei Gotha.

nicht gleichlaufende Tafeln; unter letzterer Bezeichnung ist die Auflösbarkeit der Schichtenmasse in kleine vieleckige Säulchen zu verstehen. Bisweilen finden sich in den Schichten Streifungen und Zeichnungen, welche durch

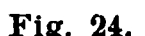
Farbenverschiedenheit oder durch Massenverschiedenheit sich voneinander abheben, ohne aber Trennungsklüfte aufzuweisen. Färbungsstreifen sind bisweilen Folgen von Infiltrationen oder von Auslaugungen. Es konnten bei Bildung einzelner Schichten gewissermassen Schichtungen im kleinen angedeutet werden, ohne dass die verschiedenen Partikel aufhörten, ein einheitliches Ganzes zusammenzusetzen.

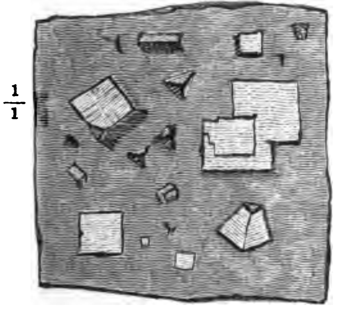
Fig. 23.



Ausguss von Formen im liegenden Thon durch Sandstein.
Trockenrisse im Thon, welche bis 10 mm breit und bis 8 mm tief waren, sind durch Sandsteinwülste an der Unterfläche der Schicht erhalten worden. — Aus Buntsandstein bei Hildburghausen.

Diese Verschiedenheiten innerhalb einer und derselben Schicht, welche eine allmähliche Zusammenfügung des Schichtenmateriales andeuten und nicht selten Zeugnis davon geben, dass während der Bildung einer Schicht


Fig. 24.



Ausguss von Formen im liegenden Thon durch Sandstein.

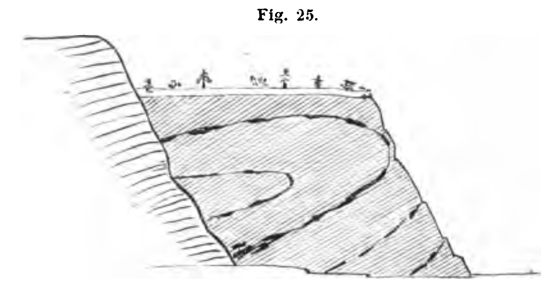
Würfelförmige Steinsalzkrystalle sind aus dem Thon aufgelöst worden, deren Formen haben zum Teil schon Verschiebungen erlitten, ehe der Sandstein die Hohlformen ausfüllte.

Aus Sandstein des „mittleren Muschelkalk" von Trier.

schon Teile derselben wieder zerstört und von einer etwas

anderen Stelle als vorher wieder dem Absatze zugefügt werden, finden sich besonders oft bei Konglomeraten, Sandsteinen und Sanden, bei Thonen, Schieferthonen und

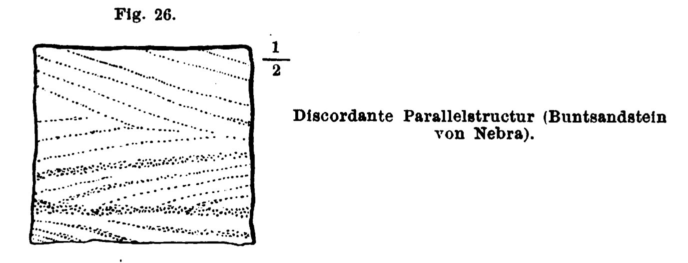
Fig. 25.



Transversale Schieferung. Ein Stoss im Herrschaftlichen Schieferbruche in Lehesten (Culm-Dachschiefer). (1882.)

Thonschiefern, bei Glimmerschiefern und Gneissen, bei vulkanischen Tuffen etc. Die auffallendste der hierher gehörigen Erscheinungen nannte Naumann[1]) „diskordante Parallelstruktur", Lyell[2]) „diagonal or cross stratification". Die nach und nach zum Absatz gelangten Teile einer Schicht bilden dabei Lagen oder Bänder, welche aneinander absetzen, einander schneiden und meist auch die Schichtoberfläche in mehr oder minder spitzem Winkel treffen.

Fig. 26.



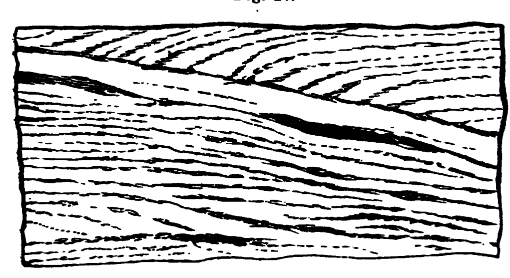
Discordante Parallelstructur (Buntsandstein von Nebra).

Weitaus die überwiegende Menge aller Schichten der Erdrinde ist mehr oder minder von anderen Schichten

1) Lehrbuch der Geognosie 2. Aufl. 1. Bd. S. 448.
2) Elements of Geology 6. Aufl. 1865, S. 16.

und sonstigen Massen bedeckt und wird nur gelegentlich in den wechselvollen, bandähnlich erscheinenden Berührungsstreifen mit der die Schichten durchschneidenden und in Stücken zerteilenden Erdoberfläche, welche das „Ausgehende“ darstellen, sichtbar. Manche Schichten sind am Ausgehenden von anderer Bedeckung überall

Fig. 27.



$\frac{1}{1}$ DiskordanteParallelstruktur.

Gneis von Hühnerstock gegen Lagodei Sabione über Bedretto (St. Gotthardgebirge).

überlagert und, wenn überhaupt bekannt, nur durch unterirdische Aufschlüsse nachgewiesen. Beim Ausgehenden der Schichten unterscheidet man die „Schichtköpfe“, d. h. jene Stellen, wo fast nur die Mächtigkeit der Schichten zur Geltung kommt von den „Ausstrichen“, wo die Schichten sehr schräg von der Oberfläche geschnitten oder parallel ihren Schichtklüften freigelegt sind. Auf ebenem Boden zeigen deshalb nur steilstehende Schichten Schichtköpfe, an Gehängen sind jedoch zuweilen die Köpfe flachliegender Schichten sichtbar. Ausstriche aber beobachten wir in Ebenen nur von wenig geneigten Schichten, steilstehende aber können an Berghängen ihre Ausstriche, in Ebenen ihre Köpfe zeigen.

Stöcke oder Massive nennt man Einzelmassen von beträchtlicher Mächtigkeit, besonders solche, deren horizontale Verbreitung verhältnismässig gering ist. Nicht in allen Fällen lassen sich Stöcke von Schichten leicht und durchgreifend unterscheiden, zumal wenn im Innern eines Stockes die „diskordante Parallelstruktur“ sich geltend macht, oder wenn darin Absonderungen mit ungefährem Parallelismus auftreten. — Sehr oft tritt die

Stockform nur dadurch hervor, dass die räumliche Verbreitung eines Stockes gegen die anderer darunter liegender und darüber gelagerter Einzelmassen, namentlich gegen die von Schichten im Liegenden des Stockes in auffallendem Gegensatz steht. Das Wesen des Stockes liegt in der örtlich beschränkten Wirksamkeit der Vorgänge, denen er sein Dasein verdankt, wie das Wesen der Schicht in der Raumverbreitung der Schichten erzeugenden Prozesse. Stöcke, welche in mässiger Mächtigkeit bestimmte Schichten überlagern oder auf grössere Strecken die Oberfläche des Bodens bilden, nennt man oft Decken, bei geringerer Oberflächenverbreitung und auffallenderer Mächtigkeit heissen an der Erdoberfläche aufragende Stöcke auch „Kuppen“ und „Kegel“, welch letzterer Ausdruck häufig mit einem die Gesteinsbeschaffenheit oder die Entstehungsart ausdrückenden Worte verschmolzen wird (Schuttkegel, Schlackenkegel, Ausbruchskegel etc.). Stöcke von sehr geringer Grösse heissen wohl auch „Nester“. Vielfach sind von Stöcken nur noch unbedeutende Ueberreste erkennbar.

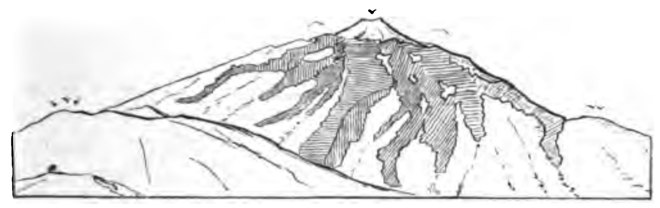
Bezüglich innerer Absonderungen und interner Massenverschiedenheiten stimmen manche stockförmige Gesteinskörper mit grossen Schichten überein; es treten aber weiterhin in vielen Stöcken eigentümliche Differenzierungen auf, z. B. auffallende Unterschiede der Kernmasse eines Stockes von der Rinden- oder Umhüllungsmasse desselben hinsichtlich der Gesteinszusammensetzung, der Struktur, der Absonderung etc. Auch die bei den Stöcken zuweilen vorkommenden „Ausläufer“ verhalten sich in dieser Hinsicht manchmal wie die Rindenpartien, die Kernmasse kann ihnen ganz fehlen.

Ströme sind Einzelmassen von beträchtlicher horizontaler Verbreitung nach einer Richtung im Gegensatze zu anderen Horizontaldimensionen und im Gegensatze zur Mächtigkeit. Ströme, deren Form man nicht in ihrer vollen Ausdehnung übersehen kann, erscheinen dem Beschauer bald wie Schichten, bald wie Stöcke. In einer von beiden Gestalten, seltener gleichzeitig in beiden, werden sie auch auf geologischen Karten darstellbar.

Nicht selten spalten, gabeln oder verästeln sich Ströme, oder bilden kleinere Ausläufer, auch können durch wiederholte Trennung und Vereinigung der Strommassen netzförmige Gestalten entstehen. Oertliche Ausbreitung macht

Fig. 28.





Neuere Lavenströme am Osthange des Pico de Teyde, Tenerife, vom Abhange des Guanchero unter der Maja-Hochebene gesehen. ⌄ Teyde. ⌄⌄ Mª. de las Cabras. ⌄⌄⌄ Mª. blanca. + Rastrojos. ^ Rambleta.

Ströme schichtähnlicher, lokale Anschwellung dieselben mehr stockartig. Ein und derselbe Strom kann auch in verschiedene getrennte Teile sich sondern, die der räumlichen Gestaltung nach zuweilen sehr verschieden sind, wenn die Unterlage nicht überall ein Haften des Gesteins gestattet, und wenn die Gestaltung des Untergrundes eine besonders starke Zerklüftung einzelner Teile des Stromes bedingt hat.

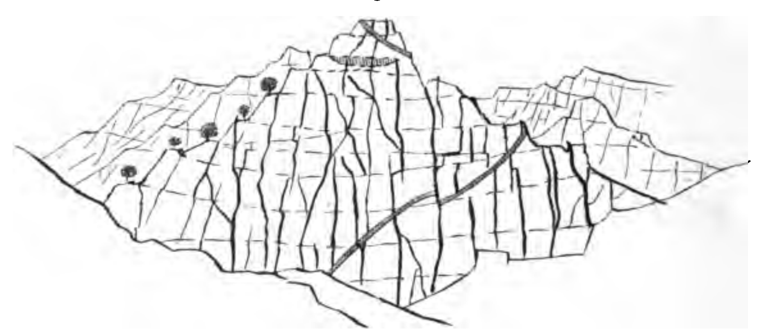
Ströme werden gebildet durch Massen, welche in einer bestimmten Richtung sich bewegen. Diese Bewegung ist in der Regel die Folge des Zuges der Schwerkraft, dadurch erklären sich alle Eigentümlichkeiten der Gestaltung der Ströme, sobald wir die Natur der bewegten Massen, besonders deren Cohäsion und deren etwaigen Flüssigkeitszustand kennen und wenn wir mit der Reliefgestaltung der Unterlage bekannt sind.

Gänge[1]) sind Einzelmassen, welche Klüfte und Spalten anderer Gesteinskörper ausfüllen. Da die meisten Spalten und Klüfte quer durch die Gesteinskörper sich

[1]) Tales fissurae repletae constituunt sic dictas venas metallicas (Gänge). Füchsel a. a. O. § 106, c. S. 132. „Noch genauer bestimmt man die Gänge, wenn man sagt, dass sie in den Gebirgen entstandene Spalte sind, die sich nach ihrer Entstehung mit verschiedenerlei von der Gebirgsmasse mehr oder weniger verschiedenen Fossilien angefüllt haben.“ Werner, Neue Theorie von der Entstehung der Gänge. — Freiberg 1791. S. 3. „Venae profundae“, Agricola.

bilden und zu den Oberflächen derselben nahezu senkrecht stehen, zeigen die Gänge in der Regel beträchtliche Längsausdehnung und erhebliches Eindringen in die Tiefe, bleiben aber verhältnismässig schmal. Dieses geringste Mass bestimmt statt der oft unbekannt bleibenden Ver-

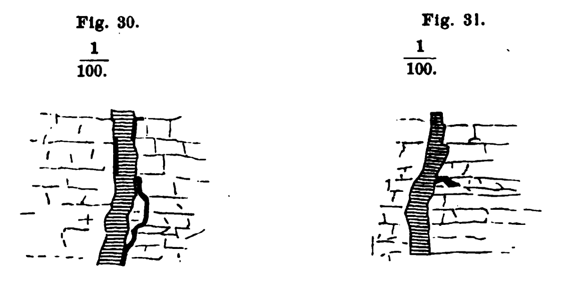
Fig. 29.



Zahlreiche, meist basaltische Gesteinsgänge von 10 bis 150 cm Mächtigkeit. Die wenigen stärkeren Gänge gehören saureren Gesteinen an. Umwallung der Caldera de Taburiente auf Palma, beim Roque de los Muchachos.

tikaldimension die „Mächtigkeit" eines Ganges. In der Regel erscheinen die Gänge als tafelförmige aufrechte

Fig. 30. $\frac{1}{100}$. Fig. 31. $\frac{1}{100}$.



Zwei doleritische Gänge durch zersetzten Basalt bei Agaete, Canaria.

Doleritischer Gang mit seitlichem Ausläufer in zersetztem Basalttuff bei Agaete, Canaria.

Gebirgsglieder, welche die Schichten, Ströme und Stöcke, auch wohl andere Gänge „durchsetzen". In einzelnen

Fällen folgen Gänge auf grössere oder kleinere Strecken den Schichtungsklüften, oder den entsprechenden Fugen zwischen Strömen oder Stöcken. In solchem Falle reden wir von Injektionen[1]) (liegenden oder eingelagerten

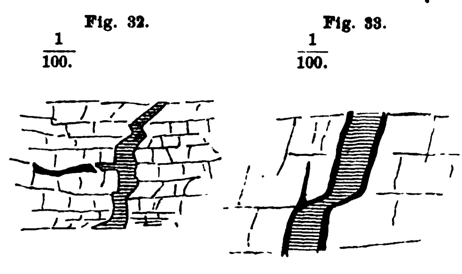


Fig. 32. Doleritgang mit kleiner Injektion in Basalttuff, bei Agaete, Canaria.

Fig. 33. Doleritgang mit glasigem Saalband, von welchem ein Ausläufer nach oben fortsetzt. Las Nieves bei Agaete, Canaria.

Gängen), und können unter Umständen Mühe haben, solche von Schichten oder von Stöcken zu unterscheiden. Wie sich offene Spalten oft verzweigen, verästeln und gegenseitig durchsetzen oder durchkreuzen, so kommt das auch bei Gängen vor, für welche Erscheinungen die Bergmannssprache eine Reihe von besonderen Bezeichnungen hat. Hier mag nur daran erinnert werden, dass ein kleinerer und schmaler Gangteil Trum (Plural Trümer) genannt wird, dass manche der dünnsten Gänge Adern heissen.

„Stockwerke“ „sind ganze mehr oder weniger weit erstreckte Stücke Gebirge, die von einer fast unzähligen Menge ganz schwacher kleiner Gänge meist nach allen Richtungen durchzogen sind oder durchschwärmt werden“ (Werner).

Während Schichten, Stöcke und Ströme übereinander (zuweilen, bei sogenannten Anlagerungen, neben-

---

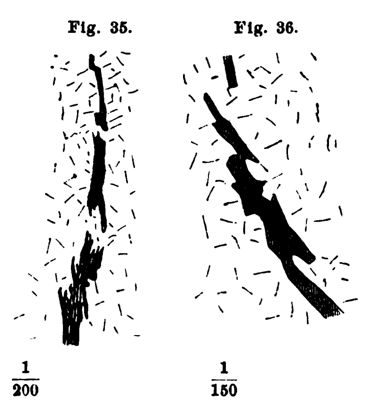
[1]) Zu den Injektionen würden auch die mehr stockförmigen Massen zu zählen sein, welche Gilbert in seiner Geology of the Henry Mountains U. S. Geogr. and Geol. Survey 1877 „Laccolites“ nennt (cf. Geikie, Textbook of Geology S. 546), wenn die betr. Stöcke wirklich jünger als ihr Hangendes sein sollten.

einander) liegen, derart, dass sich nur selten eine Injektion dazwischen vorfindet, sind die Gänge für gewöhnlich voneinander räumlich getrennt; nur bisweilen stehen sie mit anderen Gängen in Berührung, denen sie häufig nur auf kleinere Strecken sich anschliessen. Man nennt das Zusammenfügen getrennter Gänge das Anscharen derselben. Liegen bei der Anscharung ungleich mächtige Gänge nebeneinander, so sagt man, dass der stärkere den schwächeren schleppe. Bisweilen kommt auch eine Durchdringung von Gängen vor, so dass der eine ganz oder teilweise

Fig. 34.

$\frac{1}{200}$

Gang und Injektion (Basalt in Tuff). Unter el Santo am Passe von Jinama, Insel Hierro.



Gänge von Diabas im Syenit am Malpaso del Rio Palmas. Fuerteventura. Am Stoss der Felswand sind die Spalten in getrennte Stücke geteilt.

von dem andern umschlossen ist. Da sehr oft die Massenteile, mit denen der Gang sein Nebengestein berührt: „die Saalbänder“, anders beschaffen sind als das Innere des Ganges, so ist es zuweilen schwer,

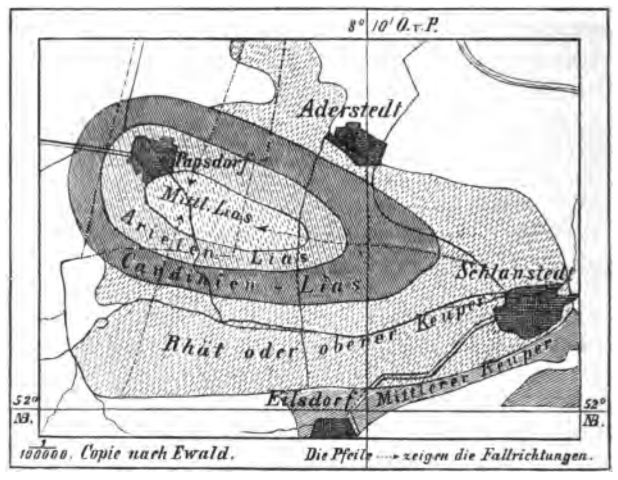
darüber klar zu werden, ob eine Durchdringung zweier Gänge wirklich stattgefunden hat, oder ob nur eine besonders starke Differenzierung von Gangkern und Saalbändern eingetreten ist. Gänge enthalten oft, und zwar besonders häufig nahe ihren Begrenzungen, Fragmente des Nebengesteines, welche mehr oder minder fest mit der Gangmasse verwachsen sind. Oft sind Gänge vom Nebengestein durch Gangklüfte getrennt, doch kommen zahlreiche Fälle innigster Verwachsung an den Grenzen vor, so dass zuweilen Handstücke geschlagen und formatisiert werden können, welche Gangmasse und Nebengestein zeigen.

Ursprüngliche oder natürliche und veränderte oder gestörte Lagerung der Schichten.

Wir haben oben schon angedeutet, dass das Wesen der Schichten darin begründet ist, dass die zur Schichtenbildung führenden Vorgänge sich über grössere Gebiete räumlich verbreiten. Es gehört erfahrungsmässig zur Entstehung der Schichten eine Flüssigkeit, aus welcher feste Teile allmählich niedersinken und Bodensätze (Sedimente) hervorbringen. In späteren Abschnitten werden wir sehen, dass unter den jetzigen physikalischen Verhältnissen des Erdballes die meisten Schichten aus dem Wasser, einige aus der Atmosphäre sich bilden. Aus dem Wasser werden sowohl chemisch aufgelöste Stoffe (oft unter Mitwirkung von Pflanzen und Tieren) niedergeschlagen, als mechanisch vom bewegten Wasser getragene oder geschobene Substanzen abgesetzt. Aus der Luft vermögen sich gegenwärtig nur mechanisch fortgeführte Teile in erheblicher Menge abzulagern. Die mechanischen Absätze spielen überall eine grosse Rolle; auch wo chemische Abscheidung bei der Sedimentbildung vorkommt, verhalten sich viele der Teilchen chemischen Ursprunges zunächst wie „schwebende“, das Sediment ist daher sehr oft anfangs weich, schlammartig. — Schlammartige Massen aber lagern sich nicht auf ansehnlich geböschter Unterlage gleichförmig ab. Daher sehen wir

eine söhlige [1]) oder nahezu söhlige (horizontale) Lagerung der Schichten als die normale oder natürliche an, und müssen auch alle in erheblich geneigter Lage vorkommenden Schichten für unregelmässig gestellte halten. Die Ursache der Unregelmässigkeiten haben wir in bewegenden Kräften zu suchen. Solche können die Schichten biegen, falten und zerreissen oder zerspalten und dann zuweilen die zerteilten Stücke gegeneinander verschieben.

Fig. 37.



Gerade Mulde (Synkline).

Der einfachste Fall einer Lagerungsstörung ist der, dass eine oder mehrere Schichten ganz oder zum Teil

1) Durch wörtlichen Abdruck aus Füchsels mehrfach angeführter grundlegender Arbeit erinnern wir an die klare Darstellung des alten Meisters.

§ 46. Strata non nisi a fluidis, quae particulas terrestres continent, et ad fundum sub luti seu crystallorum forma delabi permittunt, secundum hodiernam experientiam producuntur. § 47. Strata ex fluidis praecipitata, hinc primum mollia sunt et lutum constituunt, temporis vero successu demum duriora, vel lapidea fiunt; aut tanquam strata salina inter cristallisationem fiunt duriora nisi cristalli seorsum seponantur. — § 93. Strata ex luto fluitante molli (§ 47) non nisi in linea horizontali, aut inclinata, horizontali proxima, subsistunt, et hic decubitus dicendus est naturalis seu regularis. § 94. Decubitum magis inclinatum (93), ceu irregularem, strata nisi jam indurata sint, perferre nequeunt. § 95. Strata, inclinatione magna, ne dicam perpendiculari proxima procumbentia, a vi quodam movente, cum jam indurata (94) fuerint, in talem irregularem decubitum debent esse redacta.

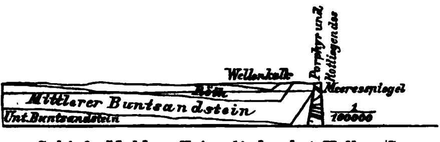
eine geneigte Stellung annehmen, so dass wir ein Streichen und Fallen derselben genau wahrnehmen können. Von der, jetzt veralteten Anschauung ausgehend, dass die bewegende Kraft in solchen Fällen vom Innern der Erde her einen Auftrieb bewirkt habe, hat sich der Name „aufgerichteter Schichten“ erhalten, und man redet auch wohl von „einseitiger Aufrichtung“.

Gewöhnlich bilden freilich diese „einseitig geneigten“ Schichten bei genauerer Untersuchung nur Teile von „Schichtenmulden“ oder von „Schichtensätteln“, diese selbst wieder Teile von „Falten“.

Schichten, welche von verschiedenen Seiten her nach einem Innenraume zu fallen, bilden eine „Mulde“ (Synkline). Ist das Streichen der Schicht dann in einem fast kreisförmigen Bogen verändert, so redet man, besonders bei wenig steil geneigten Schichten, auch von einem „Becken“. Bei den am häufigsten vorkommenden Mulden, den langgestreckten, denkt man sich die tiefsten Stellen der Oberfläche einer Schicht durch eine „Muldenlinie“ verbunden, welche die beiden „Seiten“ oder „Flügel“ voneinander trennt. Zuweilen „in geraden Mulden“ sind die Flügel zur Muldenlinie symmetrisch angeordnet und die Muldenlinien verschiedener Schichten liegen senkrecht übereinander; häufiger aber streicht auf der Erdoberfläche der „steilere“ Muldenflügel der Projektion der Muldenlinie näher aus als der „flachere“: die Mulde ist „schief“. Dabei projiziert sich bei den meisten Mulden



Fig. 38.

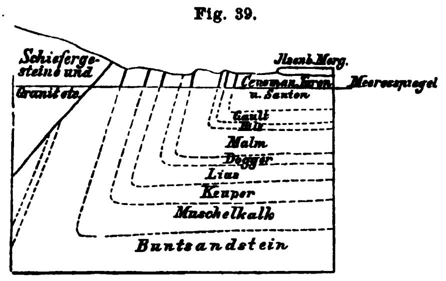


Schiefe Mulde. Triasglieder bei Halle a/S.

die Muldenlinie zwischen den Ausstrichen der Muldenflügel; bei „*C*förmiger Schichtung oder umgekipptem, isoklinem Schichtenbau“ aber seitwärts neben den Ausstrichen beider Flügel; dann ist die Mulde eine „liegende“.

Schichten, welche von einem innern Raume nach verschiedenen Seiten abfallen, bilden einen „Sattel" (eine

Fig. 39.



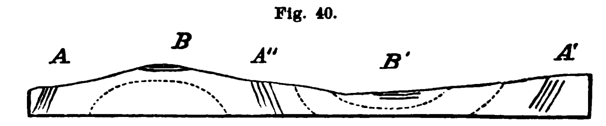
Liegende Mulde. Schema der mesozoischen Schichten bei Harzburg. $\frac{1}{100\,000}$

Antikline), auch bei nahezu kreisförmiger Gestalt des Innenraumes und schwächerem Fallen „Gewölbe" genannt.

Die höchsten Punkte der einzelnen sattelförmig liegenden Schichten denkt man sich durch die „Sattellinie" verbunden, welche die „Flügel" des Sattels scheidet. Wir haben auch hier symmetrische oder gerade, ungleichseitige oder schiefe und übergekippte oder liegende Sättel[1]).

Früher hegte man den Gedanken, dass gewöhnlich Mulden oder Becken von fast gleicher Grösse wie die jetzt sichtbaren dem Bildungsraume der betreffenden Schichten entsprochen hätten, dass also nur geringe Abtragungen von

Fig. 40.



einmal abgelagerten Sedimenten eingetreten seien. Je genauer die Untersuchungen geführt worden sind, um so mehr

---

[1]) Es dürfte nicht überflüssig sein, hier daran zu erinnern, dass, wenn man keine kontinuierlichen Aufschlüsse hat, man sich leicht versucht halten kann, Teile eines Sattels oder einer Mulde für zerrissenen und verworfenen Massen angehörig zu halten, weil man sehr verschiedenes Einfallen wahrnimmt. Der Beobachter, welcher in *A*, *A'* steil geneigte, in *B*, *B'* söhlige, in *A''* wieder steile Schichtenstellung wahrnimmt, denke stets zuerst daran, dass einem Sattel und einer Mulde so verschieden gelagerte Teile zugehören! (Fig. 40.)

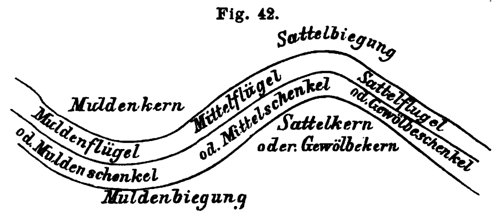
hat man erkannt, dass fast alle Mulden gleicher Schichten früher miteinander zusammengehangen haben, dass mithin die Muldenflügel gewöhnlich zugleich Sattelflügel waren. Weil aber jetzt Luft da sich befindet, wo früher die Sättel sich wölbten, redet man von „Luftsätteln“ der betreffenden Schichten. Unter solchen Luftsätteln findet man meist noch Sättel tiefer gelegener Schichten (Fig. 41).

Fig. 41.

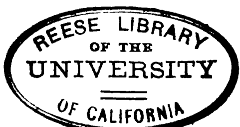


Sobald zusammenhängende Schichten zugleich einen Sattel und eine Mulde bilden, reden wir von einer einfachen Schichtenfalte. Eine solche kann sich bisweilen mehrfach wiederholen, so erhalten wir Doppelfalten, dreifache Falten etc. Mit A. Escher von der Linth, bez. A. Heim unterscheiden wir zweckmässig bei einer einfachen Falte (Fig. 42): 1) den Muldenflügel (Muldenschenkel), welcher nur der Mulde angehört; 2) den Mittelflügel oder Mittelschenkel, welcher gemeinsam ist, und 3) den Sattelflügel oder Gewölbeflügel (Gewölbeschenkel), der nur dem Sattel angehört[1]. — Bei der Doppelfalte sind eigentlich 2 Muldenflügel oder 2 Sattelflügel und 4 Mittelflügel vorhanden, doch bezeichnet man am besten alle Glieder wie in einfachen Falten, mit Berücksichtigung des Umstandes, dass der Sattelschenkel der ersten an den Sattelschenkel der zweiten Falte stösst, wenn nicht der Muldenflügel der einen mit dem der anderen Falte zusammentrifft, u. s. f.

Fig. 42.

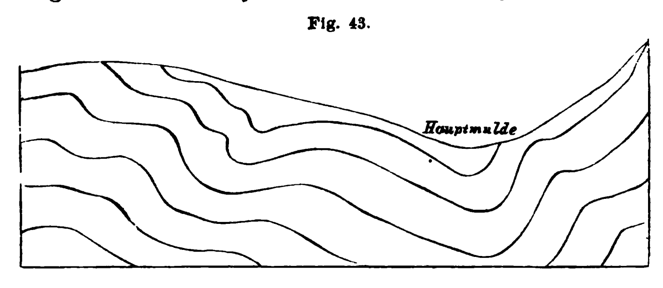


[1]) Hieran reiht sich die Bezeichnung der jüngeren in der Mulde einer Falte gelegenen Massen als Muldenkern, die der älteren unter dem Sattel eventuell entblössten als Sattel- oder Gewölbekern, und die entsprechenden Benennungen in Doppelfalten.



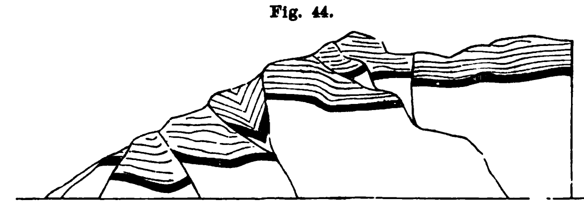
Bei mehrfachen Falten wird es häufig beobachtet, dass eine der Mulden oder einer der Sättel eine besonders starke Entwickelung erlangt und als Hauptmulde (tiefste M.), ev. Hauptsattel (höchster S.) gewissermassen das gesamte Faltensystem beherrscht (Fig. 43).

Fig. 43.



Eine überaus häufige Erscheinung unter den Lagerungsstörungen sind die Verschiebungen (Fig. 44) längs aufgerissener Spalten. Die Gesamtheit der hierher gehörigen Erscheinungen fassen wir unter dem Ausdrucke von Verwerfungen zusammen; in manchen Gegenden wird auch das dem Französischen entlehnte Wort Faille gebraucht; die Verwerfungsspalte heisst hier und da bergmännisch „die Gewand". Greifen die Verschiebungen nur (an Berghängen etc.) in die obersten Teile der Elevationen des Bodens ein, so stellen sie Abrutschungen, Bergschlipfe, Falletschen dar.

Fig. 44.



Verwerfungen der krystallinischen Schiefer, des Röthikalkes und der aufgelagerten Juraschichten im Kessel bei der unteren Sandalp. Obs. 28,8. 1864.

Wir finden zuweilen in söhligen oder fast söhligen Schichten Verwerfungen längs einfacher Klüfte. Ist dann

an der Spalte nur eine horizontale Verschiebung eingetreten, so bemerkt man eine solche an vielen Stellen kaum; durch eine horizontale Streifung [1]) der Spaltenwände ist gelegentlich in Steinbrüchen etc. eine Belegstelle für die Beobachtung sichtbar und auf der Erdoberfläche erscheinen etwa die Schichtengrenzlinien schwach geneigter Schichten etwas geknickt. Unendlich viel häufiger sind die Bewegungen längs der Klüfte (Verwerfer) so eingetreten, dass einerseits die Massen gleicher Art tiefer liegen als anderseits, woher wir den einen Teil den „gesunkenen" nennen, seinen Raum als das „Senkungsfeld" bezeichnen. Die Vertikalentfernung der Stücke gleicher Gebirgsglieder, welche die Kluft berühren, heisst die „Sprunghöhe".

Die Häufigkeit der Verwerfungen und die vielfachen Schwierigkeiten, welche sie dem Bergbau bereiten, hat

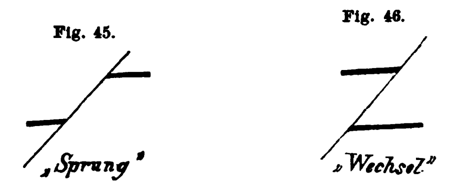


Fig. 45. Fig. 46.

eine Reihe von bergmännischen Bezeichnungen [2]) für verschiedene Arten der Verwerfungen hervorgerufen. Dabei ist Rücksicht genommen auf die etwaige (selten vertikale, meist geneigte) Stellung des Verwerfers und auf das Lagenverhältnis der Gebirgsglieder (Flötze oder Gänge) zur Fallrichtung der Kluft, endlich auf die Art der Durchkreuzung von Gebirgsgliedern und Kluft. — Ist von einem Gebirgsgliede derjenige Teil der gesunkene, nach welchem hin die Kluft einfällt, so ist die

---

[1]) Die Bildung sog. Rutschflächen, welche gewöhnlich eine eigentümliche Parallelstreifung und oft eine Art von Politur (Harnisch- oder Spiegelbildung) als Folge der gegenseitigen Reibung der Kluftwände aufweisen, ist an Verwerfungsspalten sehr häufig, so dass die Auffindung versteckter Verwerfungsspalten durch derartige Beobachtungen erleichtert werden kann. Aber kleine Massenverschiebungen, die man noch nicht als Verwerfungen bezeichnen mag, sollen stellenweise auch Rutschflächen erzeugen, daher das angeführte Kriterium noch nicht ausreicht, eine Verwerfung zu konstatieren.

[2]) Siehe Lottner-Serlo, Leitfaden der Bergbaukunde, I, 34 ff.

Verwerfung nach bergmännischem Ausdrucke ein „Sprung“ (Fig. 45); ist dagegen der gesunkene Teil jener, von welchem her die Kluft fällt, so redet der Bergmann von einem „Wechsel“ (Fig. 46), bei welchem meistens Teile eines und desselben Gebirgsgliedes senkrecht unter-, bez. übereinander zu liegen kommen und eine „Ueberschiebung“ hervorbringen.

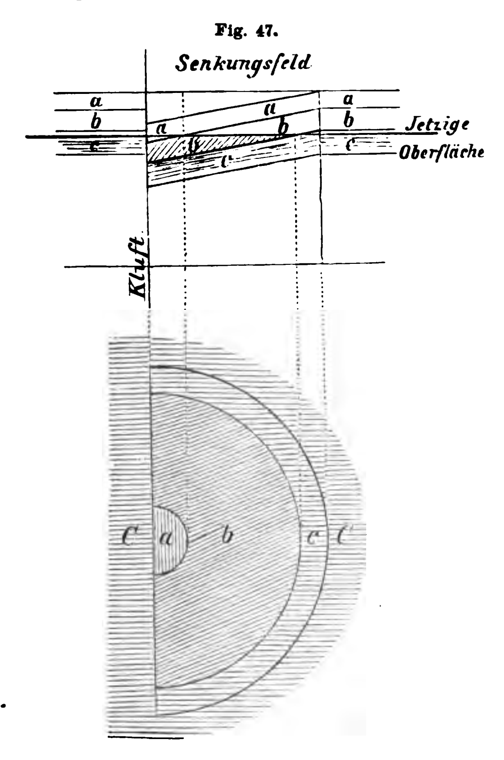
Während der Bergmann bei den Verwerfungen besondere Rücksicht auf ein ihm wichtiges Gebirgsglied nimmt, hat für den Geologen besonderes Interesse der Einfluss, welchen die Verwerfungen auf die Anordnung der verschiedenartigen Massen an der Erdoberfläche üben. Dabei kommt in Frage, dass wir vorzugsweise mit den Erscheinungen uns zu beschäftigen haben, welche durch Erdrindenbewegungen längst vergangener Jahrtausende hervorgerufen worden sind. Verwerfungen jungen Datums zeigen sich als solche orographisch durch mehr oder minder bedeutende Höhendifferenzen des gesunkenen Teiles neben dem anderen. Im Laufe der Jahrtausende werden diese Höhenunterschiede oft stark verändert, denn von der ehemaligen Oberfläche wird entweder ein grosser Teil abgetragen, oder es werden auf dieselbe neue Massen aufgehäuft. Die Abtragung geht nicht selten bis zur völligen Nivellierung, oder es wird, da der Grad der Massenwegführung von der Widerstandskraft der verschiedenen Gesteine gegen die Erosion abhängt, zuweilen der gesunkene Teil orographisch der höhere.

Um uns über die allgemeinen Beziehungen klar zu werden, nehmen wir im folgenden die Fälle als die Ausgangspunkte unserer Betrachtung, bei welchen eine Ausgleichung aller von der Verwerfungserscheinung als solcher abhängigen Höhenunterschiede eingetreten ist, bei denen man also die Erdoberfläche gewissermassen als abgehobelt ansehen kann.

Wir betrachten zunächst einfache Verwerfungen: Die Kluft erscheint als eine auf einer Horizontalfläche ganz oder nahezu gerade Linie, auf einem welligen Terrain als eine Kurve, bez. Schlangenlinie (s. oben). Es können zwei Fälle mit je zwei Modalitäten berück-

sichtigt werden: 1) Die Gebirgsglieder an einer Seite der Kluft sind ganz in der alten Stellung geblieben, während auf der andern Seite eine Senkung eintrat. An der gesunkenen Seite ist dadurch ein Teil einer Mulde gebildet, den wir bei einfachsten Verhältnissen uns als halbkreisförmig denken.

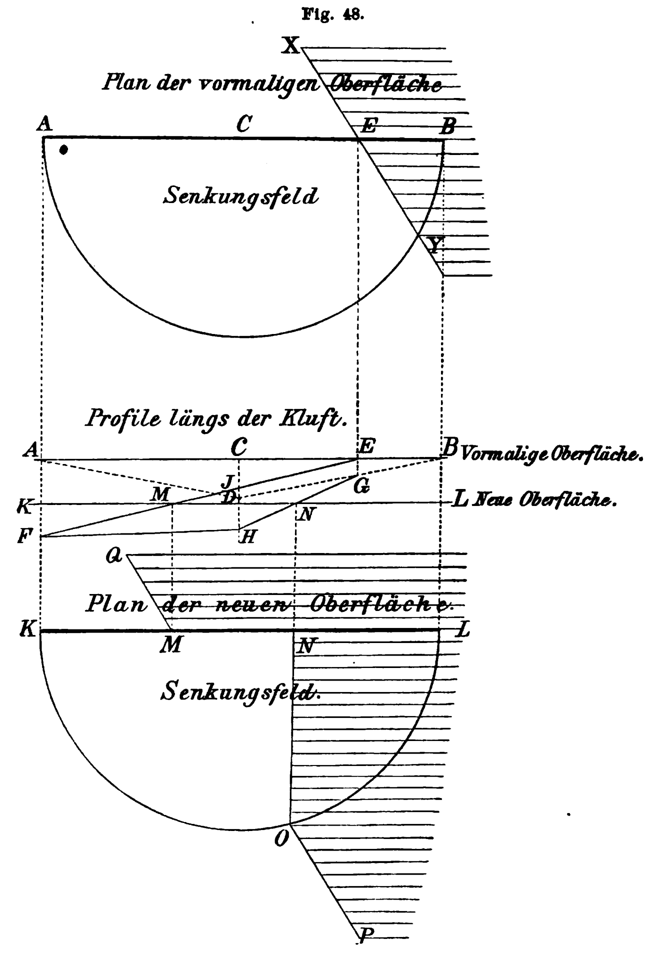
Fig. 47.



A. Liegen die Gebirgsglieder söhlig, so dass der gesunkene Halbkreis (das Senkungsfeld) mitten durch die Erstreckung von gleichartigen Gebirgsgliedern geht, so wird die oberste der vorhandenen Schichten im Centrum der Einsenkung liegen, begrenzt an der Kluft von tieferen Schichten, welche da, wo die Kluft an

beiden Seiten endigt, mit einer die Senkungsmitte umsäumenden Schicht zusammenhängen (Fig. 47).

Fig. 48.



B. Ist die gesunkene Fläche durch die Grenzen mehrerer Gebirgsglieder quer durchschnitten, so findet eine Brechung der Grenzlinien (eine Verschiebung der

Grenze ins Liegende für den gesunkenen Teil) an der Kluft statt, welche wir wie folgt schematisch darstellen können, indem wir die einfachsten Verhältnisse annehmen (Fig. 48).

Es sei *AB* die vormalige Oberfläche längs der Kluft, *FE* der Durchschnitt einer von *B* gegen *A* fallenden Grenzebene mit der als senkrecht gedachten Kluft (d. h. das wahre, oder, wie in unserer Figur, welche ein Streichen *X* (*E*) *Y* annimmt, das in der Kluftrichtung scheinbare Fallen der Grenze), und es sinke der Teil einerseits der Kluft so, dass der Punkt *C* mitten zwischen *A* und *B* um den Betrag *CD* tiefer zu liegen kommt als früher.

Wir stellen uns der Einfachheit wegen vor, dass jeder Punkt der Erdrinde auf der Strecke *AB* nach der Senkung genau senkrecht unter seiner früheren Stellung zu liegen komme und dass der Betrag der Senkung für jeden Punkt seiner Entfernung von *C* proportional sei; *E* sinke also auf den Punkt *G* der Linie *BD* herab. — Also ist der Punkt *J* der Grenze, senkrecht unter *C* um *CD* = *JH* gesunken, während der Punkt *F* der Grenze, senkrecht unter *A* gelegen, seine Lage behalten hat. Die ebene Grenzfläche, in welcher *E*, *J*, *F* liegen, ist also durch die Senkung zur gekrümmten geworden, in welcher die Punkte *G*,*H*,*F* liegen; die Kurve dürfen wir aber durch die Linien *GH* und *HF* ersetzt annehmen.

Nun sei nach der Senkung eine neue Erdoberfläche *KL*, parallel der früheren[1], gebildet worden. Auf dem stehen gebliebenen Teile trifft die Grenzfläche *EF* in *M* die neue Erdoberfläche, auf dem gesunkenen Teile aber im Punkte *N*.

Auf der Karte ist also die Grenze für den gesunkenen Teil nach der Seite hin verschoben, von wo die Schichten abfallen, oder nach bergmännisch-geognostischem Ausdrucke: ins Liegende der Schichten gerückt und zugleich

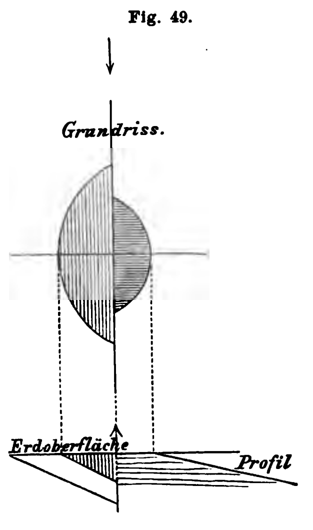
[1]) Eine neue Oberfläche, welche der früheren nicht parallel ist, kompliziert nur die Erklärung und die Figur, ohne dass sachlich die Verschiebung ins Liegende sich verändert.

eine gekrümmte oder gebrochene geworden, denn ausserhalb des Senkungsfeldes hat sie den nur durch das Streichen und Fallen bedingten Verlauf *QM* . . . *OP*, im Senkungsfelde aber geht sie von *N* nach *O*.

2) Während auf der einen Seite einer Kluft die Senkung eintritt, kann an der andern Hebung stattfinden, was durch entgegenwirkende Druckkräfte in der Richtung der Kluft bewirkt werden muss.

A. Bei ursprünglich söhliger Lagerung entsteht im Senkungsfelde eine halbe Mulde, wie unter 1) A. betrachtet wurde; im Hebungsfelde bildet sich in ganz entsprechender Weise ein halbes Gewölbe. Bei der späteren Abtragung der Erdoberfläche liegt unter ganz regelmässigen Verhältnissen das älteste Gebirgsglied im Kerne des Gewölbes gerade neben dem jüngsten, dem Kerne der Mulde (Fig. 49).

Fig. 49.

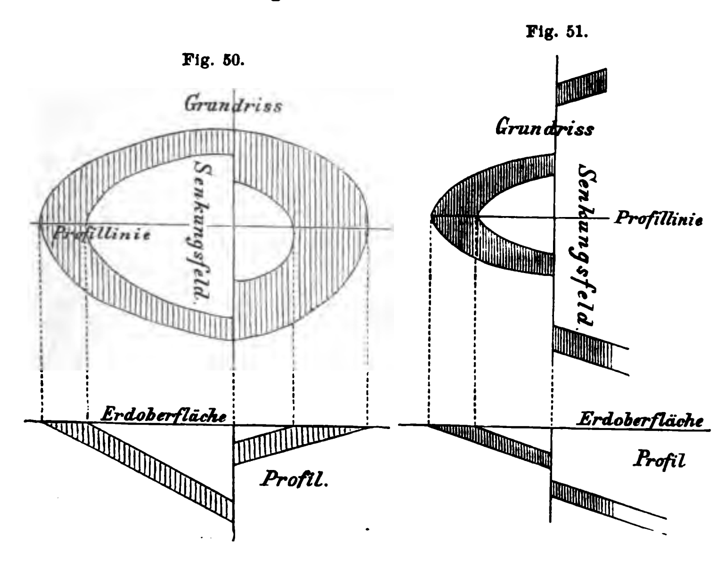


B. Kreuzen geognostische Grenzen die Erdoberfläche und die Kluft, so rückt im Senkungsfelde die Grenze ins Liegende, im Hebungsfelde dagegen ins Hängende, wie aus der eben gegebenen Ableitung durch einfache Betrachtung der Fig. 49 ersichtlich ist. Wir würden thatsächlich in vielen Fällen, bei denen an der Erdoberfläche nur die Verrückung der Grenze in das Liegende der Schichten beobachtet wird, nicht ohne weiteres erkennen, ob einfache Senkung oder gleichzeitige Hebung und Senkung stattgefunden hat.

Aus den soeben besprochenen Verhältnissen geht unmittelbar hervor, dass eine Verwerfung, welche eine Falte schneidet, im Senkungsfelde eine Verbreiterung der Mulde (Fig. 50 u. 51) und eine Verschmälerung des Sattels der Falte zeigen muss, gegenüber der stehen

gebliebenen oder gehobenen Fläche, wo der Gewölbekern breiter, oft auch mehrgliederig, der Muldenkern schmaler und ärmer an etwaigen Gliedern ist.

Fig. 50. Fig. 51.

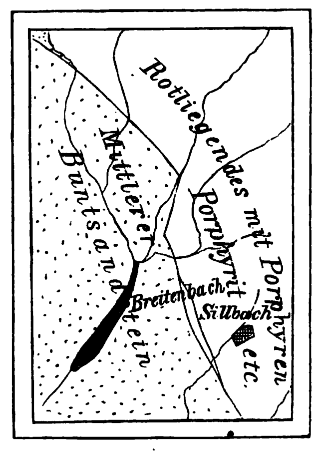


Die Verwerfungen treten sehr häufig gruppenweise und oft in grosser Menge auf. Wahrscheinlich ist die Hauptursache hiervon die, dass jede Senkung mit einer Volumveränderung Hand in Hand gehen muss. Ist in unserer obigen Figur 48 die Erdoberflächenlinie ACB zu ADB im Senkungsfelde geworden, so ist $AC^2 + CD^2 = AD^2$ oder allgemeiner $AC^2 + CB^2 + 2\ CD^2 = AD^2 + DB^2$, wenn man C und D nicht gerade in der Mitte zwischen A und B annimmt. Der alten Erdoberfläche parallele Schichten würden ebenso räumlicher Vergrösserung bedürfen, wenn sie sich senken. Desgleichen würden wir finden $EJ < GH$ (weil im Trapez $EJHG$ ist: $JH > EG$ und $\measuredangle\ EJH$ grösser als 90^0). Dagegen ist HF (am stumpfen Winkel FHJ) stets kleiner als FJ; es kann also $FE = FJ + JE$ doch grösser sein als $FH + HG$ (oder mit anderen Worten das Schrumpfen von

Schichten, welche die Erdoberfläche schneiden, kann einer Senkung der letzteren entsprechen).

Die Volumveränderungen der Schichtenmassen äussern sich offenbar nach verschiedenen Richtungen hin: wir werden Spaltung und Zerklüftung, Senkung und Verwerfung als damit zusammenhängende Erscheinungen auffassen dürfen und verstehen dann leicht, dass sehr oft mehrere Risse[1]) gleichzeitig und im Zusammenhange miteinander entstehen und dass längs eines jeden solchen Risses Massenverschiebungen stattfinden. Dadurch gleichen sich häufig die Volumänderungen aus und die Erde, welche bei dem ungeheuren Wirken der Schwerkraft offene Klüfte von erheblichem Umfang nicht dulden kann, schiebt ihre Rindenteile bruchstückweise zusammen, wo sie es nicht vermag, plastische Massen in die Spalten zu bringen.

Fig. 52.



„Bajonettförmiges" Einspringen eines Teiles der Hauptverwerfungskluft an der Südwestseite des Thüringer Waldes.

Wo Verwerfungen in grösserer Zahl beobachtet werden, sieht man bestimmte Formen von solchen und von ganzen Gruppen derselben oft wiederkehren. Besonders häufig ist es, dass eine Anzahl ganz oder nahezu paralleler Spalten sich vorfinden; oft ordnen sich diese so an, dass jüngere Gebirgsmassen gewissermassen wie in Gräben eingesenkt zwischen älteren liegen, oder man gelangt wiederholt, wenn man die Klüfte quer überschreitet, auf Bildungen von gleicher Altersfolge, indem

1) Es mag daran erinnert werden, dass Risse und Spalten im Mauerwerk sehr oft ähnliche gruppenweise Anordnung zeigen wie die Verwerfungsspalten der Erdrinde. Geringere Analogie der Form bemerken wir zuweilen auch bei Spalten im Holz, bei dem die Parallelzerreissung durch den Holzfaser-Verlauf bedingt zu sein pflegt.

die Stücken einer Schicht wie Stufen einer Treppe immer in gleichem Sinne in verschiedenem Niveau liegend zu denken sind. — Bisweilen sind auch Grabenverwerfungen

Fig. 53.

Profil der Grabenverwerfung bei Kühndorf (bei Meiningen) nach Frantzen. 1 : 25 000.

mit verschiedenen treppenartigen Stufen entwickelt. Verwerfungen von bedeutenderer Länge zeigen oft ein eigentümliches Einspringen oder Ausspringen: eine Bajonettform (Fig. 52). Grosse Verwerfungsspalten endigen zuweilen mit einer büschel- oder strahlenartigen Gruppe von kleineren.

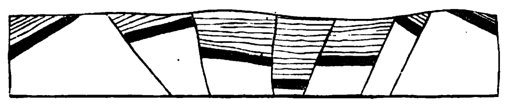
Fig. 54.



Treppenverwerfungen bei Göttern unweit Weimar. — Etwa $\frac{1}{5000}$, doch schematisch gezeichnet.
A und A' oberer Muschelkalk.
B krystallinische Kalke des Kohlenkeupers.
C C' Kohlenbestege.
D 1, D 2, D 3 Ockerdolomitbänke.

Auch kommen sehr mannigfaltige Durchkreuzungen von Verwerfungen vor, wobei oft kleine Gebirgsstücken zwischen zwei gegeneinander konkaven Spalten, oder zwischen je drei in Dreiecksform einander schneidenden Klüften selbständige Bewegungen durchgemacht haben.

Fig. 55.

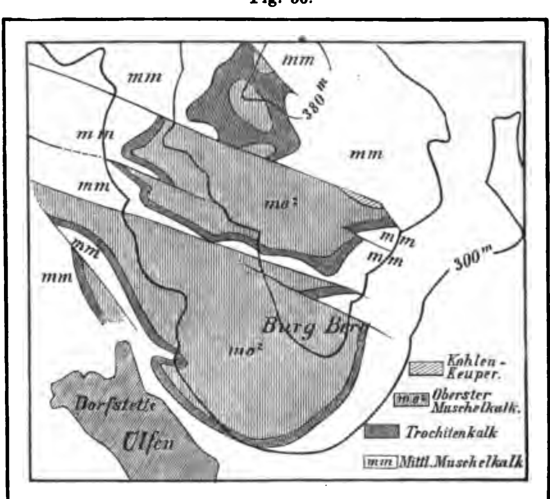


Schema der Verbindung von Grabenverwerfung mit Treppenverwerfung.

Die Figuren 53—58 bringen einige der häufigeren Erscheinungen zur Anschauung.

Die Karten zeigen oft auch Verwerfungskreuze, wo Längsspalten oder Längsspaltengruppen den Bau einer Gegend beherrschen. In grösseren Gebieten sieht man bestimmte Richtungen fast alle einzeln oder gruppenweise auftretenden Verwerfungen beherrschen. So tritt die Richtung SO bis NW (also im Mittel h. 10—9) im Bau der den Thüringer Wald nach zwei Seiten begrenzenden Verwerfungen, in den Massenverschiebungen an der Nordseite des Kyffhäusers und des Harzes und in den sehr

Fig. 56.



Parallelspalten am Burgberg bei Ulfen, Hessen (Treppenverwerfungen). Kopie nach Moesta.

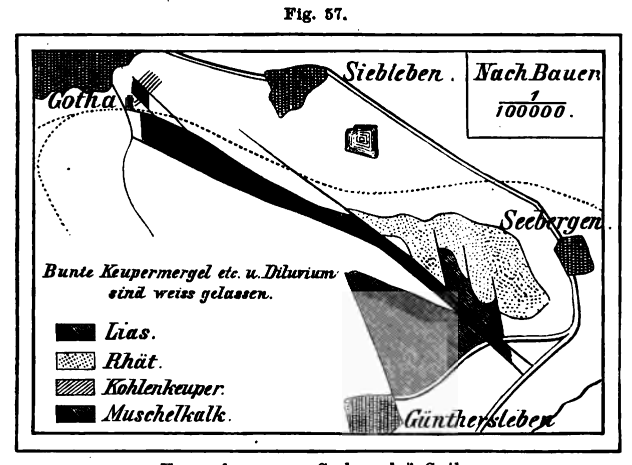
zahlreichen Verwerfungen im nördlichen Franken, im Thüringer Berglande, im Werragebiete etc. überall hervor, während vom Ohmgebirge und vom Leinethal unweit Göttingen über einen Teil des hessischen Berglandes, der Rhön und Unterfrankens fast alle bedeutenderen Verwerfungen mehr nordsüdlich (h. 11—12) verlaufen.

Bei sehr vielen Verwerfungen zeigt sich die eine Seite der Kluft lediglich als Senkungsfeld, die andere dagegen nur als stehen gebliebener oder gehobener Teil.

Indes kommen auch Verwerfungsklüfte vor, bei welchen eine förmliche entgegengesetzte Faltung auf beiden Seiten stattfindet: diese haben wie zwei entgegengesetzt schwingende, nebeneinander liegende Saiten eine mittle Interferenzstelle, Wendestelle, oder einen Drehungspunkt, wo das gleiche Gebirgsglied beiderseits der Spalte ansteht. Fig. 59 (Profilschema) und 60.

Während Schichten durch Faltungsvorgänge aufgerichtet werden, müssen die gleichen Vorgänge auch Verwerfungsspalten aus ihrer mehr oder minder saigeren

Fig. 57.



Verwerfungen am Seeberg bei Gotha.

in mehr oder weniger söhlige Lage bringen. Werden dann solche Landschaften von weiteren Verwerfungen betroffen, so können Lagerungsverhältnisse sich herausbilden, welche der Deutung einige Schwierigkeiten darbieten, wenn die älteren Verwerfungen durch jüngere ebenso streichende fast rechtwinkelig geschnitten werden.

Die Lagerungsverhältnisse der mutmasslich dem Lias angehörigen Gebirgsmassen zwischen den Centralmassiven des Finsteraarhornes und des St. Gotthard erheischen anscheinend die Erklärung durch eine Reihe von Vorgängen, bei denen nach Norden zu die verschiedenartigen

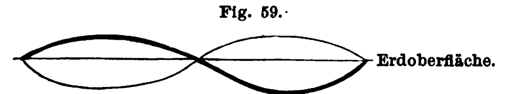
Massen sich senkten, oder von Süden her emporgeschoben wurden, während zuerst eine Verwerfung mit nach Süd gelegenem Senkungsfelde diese Liasschichten neben die Gneise etc. der Finsteraarhornmasse brachte, bis später,

Fig. 58.

Skizze einiger der Verwerfungen bei Kissingen.
1 : 50 000.
(mm Mittlerer Muschelkalk, mo_1 Trochitenkalk etc., mo_2 Sch. d. Amm. nodosus.)

nachdem die Senkung gegen Norden zugenommen hatte, eine zweite Verwerfung den Lias etc. zwischen die älteren (Finsteraarhorn-) Gneise und die jüngeren (Gotthard-

Fig. 59.

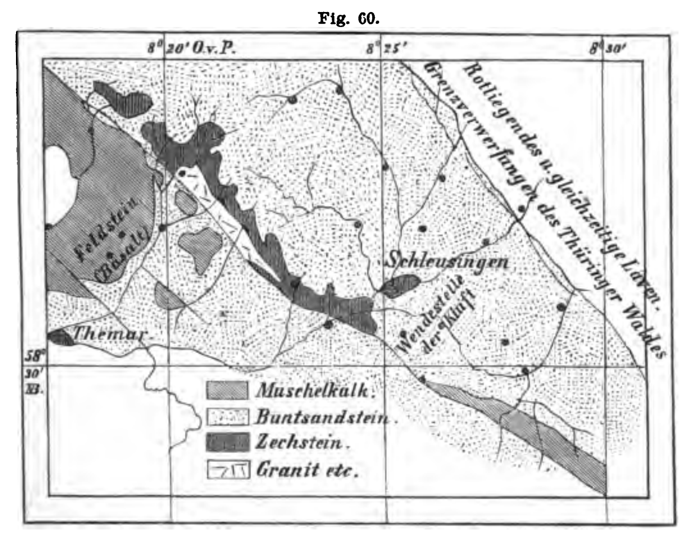


Die stärkere Linie deutet die Faltung auf einer Seite, die schwächere die auf der andern Seite der Kluft an.

gneise) einschob. Die hauptsächlichen Stadien dieser Vorgänge stellen die beifolgenden Profile Fig. 61 (1—5) schematisch dar, wobei des kleinen Massstabes wegen weder die Masse streng eingehalten, noch die „Casanna-

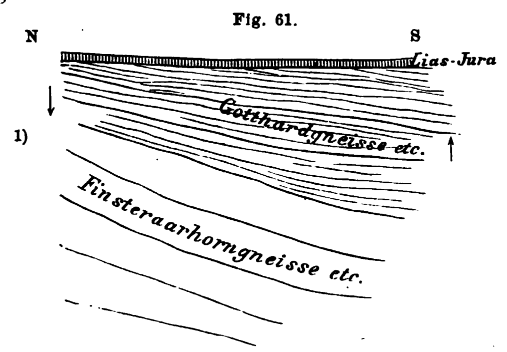
schiefer" berücksichtigt, noch endlich die wenig auffallenden Verwerfungen neben den hauptsächlichen dar-

Fig. 60.



gestellt sind. — Solche Erscheinungen mögen „schwebende Sprungkreuze" heissen.

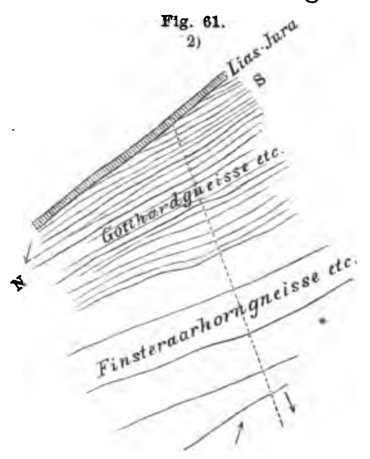
Fig. 61.



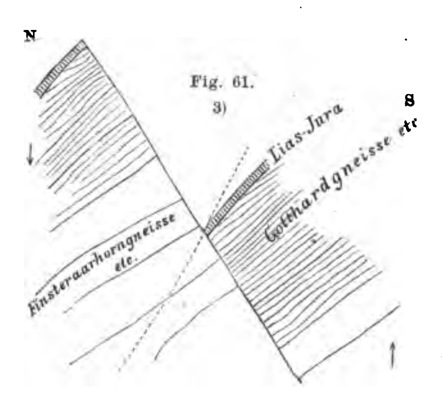
Faltung und Verwerfung (Wechsel) können in manchen Fällen als ineinander übergehende Erscheinungen gelten, wenn nämlich die Verwerfungen gleiches Streichen

wie die Sattel- und Muldenlinien von Falten haben. Es ist bisweilen in schiefen oder in liegenden Falten der

Fig. 61.
2)



Mittelschenkel [1]), an welchem die Schwächung des Zusammenhaltes den höchsten Grad erreicht, wo also Ver-



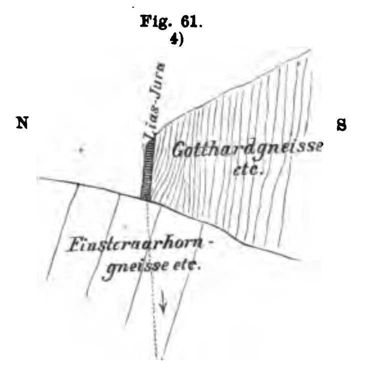
drückungen, Zerreissungen und Verwerfungen eintreten, ähnlich wie man an Gesteinshandstücken eine „falsche Schie-

1) S. Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung Atlas Tb. 15.

ferung“ im Mittelschenkel kleinster Falten hier und da bemerkt (Fig. 62).

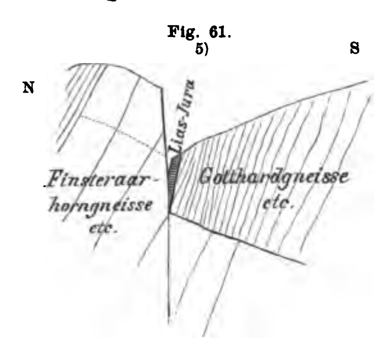
Im allgemeinen sind die Verwerfungen auch dann den Faltungen sehr ähnlich, wenn im Senkungsfelde längs

Fig. 61.
4)



der Kluft eine steile Schichtenstellung bei älteren Gliedern auftritt, die vielleicht als Folge eines Haftens der liegenden Massen an der Kluft gelten muss, und als eine der Formen des Ausgleiches der oben berührten Volum-

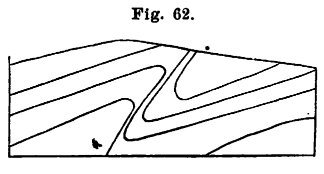
Fig. 61.
5)



veränderungen. So gibt es Stellen am Nordrande des Harzes und des Thüringer Waldes, für welche man mit fast gleichem Rechte von einer Faltung wie von einer Verwerfung reden kann, wenn man nicht die Gesamtheit der Erscheinung ins Auge fasst.

Gewisse Unregelmässigkeiten, welche mit der Kohäsion und der Plasticität einzelner Gebirgsglieder im Gegensatze zu benachbarten zusammenhängen, machen sich gleichmässig bei Faltungen und bei Verwerfungen geltend; eine und dieselbe Kraft wirkt oft unverkennbar verschieden auf dem Material nach ungleiche Schichten, Stöcke etc. So finden nicht selten „Verdrückungen" statt, durch welche weiche Gebirgsglieder an einzelnen Stellen ganz oder bis auf geringe Reste von ihrem Platze verschwunden sind, während sie anderwärts mit sehr verworrener Schichtung, Quetschungsspuren etc. sich ungewöhnlich mächtig zeigen, in manchen Fällen in einer anomalen Stellung eingepresst auftreten. Der Steinkohlenbergbau hat eine Reihe hierher gehöriger Erscheinungen in ihren Einzelheiten kennen gelehrt.

Fig. 62.



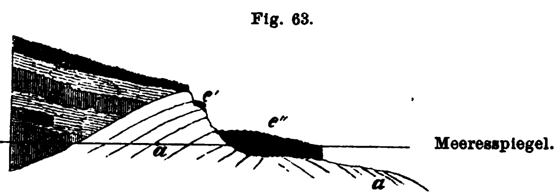
Falte mit Verdrückung am Mittelschenkel. Schema nach Heim.

Stellung und Lagerungsstörung von Strömen, Stöcken und Gängen.

Während die vollkommene oder ungefähre Horizontalität in dem Wesen der Schichten liegt und für dieselben eine **normale** Stellung oder eine **Lagerungsstörung** erkennen lässt, kann von einer Regel bei den anders gestalteten Gebirgsgliedern nicht in gleicher Weise die Rede sein. Stromförmige Gebirgsglieder, deren Wesen durch eine Massenbewegung in bestimmten Richtungen begründet ist, sind ja an eine **geneigte** Unterlage als ursprünglichen Untergrund gebunden, aber der Grad dieser Neigung kann ein sehr wechselnder sein, sogar an ein und demselben Strome wechseln (Fig. 63). Ströme können z. B. an steilen Klippen unterbrochen erscheinen, als sei eine Verwerfung eingetreten. Es ist eine ursprüngliche Neigung zwischen wenigen Minuten und über vierzig Graden an Lavenströmen — den häufigsten der strom-

förmigen Gebirgsglieder — wahrgenommen worden. Kommen Reihen von Strömen in noch steilerer Stellung vor, so wird man auf eine Lagerungsstörung schliessen können, ebenso wenn man in der Längsrichtung der Ströme bedeutende Mulden oder Sättel mit Ueberhöhung über die Hauptmasse des Stromes, oder mit Eintiefung unter diese wahrnimmt. Ist man aber auf die Beobachtung von Strömen beschränkt, so können doch recht bedeutende Lagerungsstörungen verkannt werden. Glücklicherweise geben die Schichten, welche nur selten im Gebiete von Gesteinsströmen ganz in den Hintergrund treten, meist einen Anhalt.

Fig. 63.



Lavastrom e, e', e'' unterbrochen abgelagert an einer Meeresklippe. a Ausbruchskegel von der Brandung halb zerstört, während die Lavaströme b, c, d und zwischenliegende Tuffe sich bildeten. — Strom e hinterliess am Steilhange nur das Stück e'.

Noch weniger sind Stöcke geeignet, über ursprüngliche oder gestörte Lagerung Aufschluss zu gewähren, wenn nicht Schichten mit ihnen im Lagerungsverbande sich befinden, die den Bau bestimmt erkennen lassen. Denn die Stöcke sind von Natur vielgestaltig, ihre Oberfläche ist nur selten der Unterfläche und etwaigen inneren Absonderungsflächen parallel.

Bei Gängen gibt gleichfalls nur entweder eine Verwerfung oder die Betrachtung mitvorkommender Schichten Klarheit über die Ursprünglichkeit der Stellung oder etwa eingetretene Lagerungsstörung.

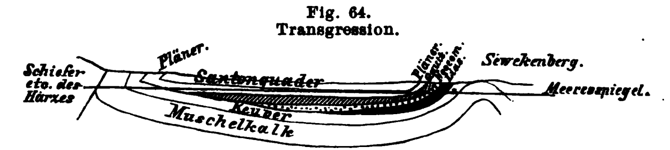
Gleichförmigkeit und Ungleichförmigkeit der Lagerung.

Gesteinsmassen, welche in gleichem Bildungsraume entstehen, sowie solche, die nacheinander in Teilen eines

Bildungsraumes zur Ablagerung gelangen, stimmen in ihrer Lagerung miteinander überein, wenn nicht die älteren Gesteinskörper vor der Entstehung der neuen Lagerungsstörungen erfahren haben. Je grösser der betreffende Bildungsraum, um so vollkommener ist die Gleichheit der Lagerung der entstandenen Schichten. Unbedeutende Verschiedenheiten kommen natürlich immer vor, denn die Massenzufuhr kann ja unmöglich alle Stellen gleichmässig berühren.

Wir nennen solche Massen gleichförmig oder konkordant gelagerte, deren Grenzflächen einander ungefähr parallel laufen, die also auf Karten nur jene Abweichungen vom Parallelismus der Grenzlinien wahrnehmen lassen, die von dem Bodenrelief und der Lagerung abhängen.

Fig. 64.
Transgression.



Schichten des Lias, der Neocomquader und Gaultquader, sowie der Pläner überlagern übergreifend den Keuper bei Ballenstedt am Nordrande des Harzes. (Schematisches Profil in 1 : 100000 nach Ewalds und Lossens Karten.)

Gleichförmig gelagerte Einzelmassen, besonders Schichten, bilden zusammen Reihen, Systeme oder Gruppen, innerhalb deren man die an einem Punkte beobachtete Folge der Glieder (Schichten) an zahlreichen anderen Stellen wiederzuerkennen vermag. Gehört ein technisch wichtiges Flötz einer solchen konkordanten Reihe an und kennt man diese Reihe in ihrer Gliederung an einer Stelle einer Landschaft, so wird man mit einiger Wahrscheinlichkeit nicht nur sein Vorkommen, sondern auch seine ungefähre Lage bestimmen können, wenn an einer anderen Stelle derselben Landschaft die Anwesenheit der Reihe nachgewiesen wird und die Lage irgend eines charakteristischen Gliedes bekannt ist. Die Reihen[1]), Systeme oder Gruppen lassen sich als grössere, aus zahlreichen kleineren zusammengesetzte Schichten betrachten.

[1]) Füchsel l. c. § 45. Series montanae sunt strata majora, numero minorum stratorum infinito constructa.

Gebirgsglieder, von deren Bildungsräumen nur Teile gemeinsam sind, liegen natürlich nur im gemeinsamen

Fig. 65.

Zechstein z überlagert ungleichförmig oberdevonische Kalkknollen-Schiefer d und Sandsteine s am rothen Berge (Bohlen) bei Saalfeld.

Teile über- bez. untereinander. Wenn das jüngere Gebirgsglied über die gemeinsame Fläche hinausgreift, reden wir von übergreifender (transgredierender) Auflagerung (Fig. 64) und beschränken in der Regel diesen Ausdruck auf den Fall geringerer Lagerungsverschiedenheit. Ist das ältere (liegende) Gebirgsglied vor der Transgression durch Faltung oder Verwerfung in seiner Lagerung gestört worden, so sprechen wir dagegen von ungleichförmiger [1]) (diskordanter) Ueberlagerung, welche gewöhnlich nur stattgefunden hat, nachdem ein Teil der liegenden Massen zerstört und hinweggeführt worden ist (Fig. 65, 66).

Fig. 66.

Zechsteinglieder (1, 2, 3) überlagern ungleichförmig die Glieder I, II, III, IV, V des oberen Rotliegenden und die Elbingeröder Grauwacke des Unterdevon a bei Sachsa am Südharz. Kopie nach Beyrich.

In dem kleineren Bildungsraume von Stöcken und Strömen im Gegensatze zu Schichten ist es begründet, dass Transgressionen und Diskordanzen bei ersteren sehr

1) Unsere Figur 65 stellt einen Teil desselben Profiles dar, an welchem Füchsel l. c. tab. + und § 41 und § 99a die Thatsache und die Bedeutung der Diskordanz zuerst demonstrierte: „Montis igitur talis inferior, et ortu prior, series, si sola irregulariter decumbit, prius concussa est motibus terrae, quam sequens series illam obtexerit.“

oft auftreten. Kann man den Aufbau gleichförmig liegender Schichten mit Recht einen parallelen nennen, so ist für die gegenseitige Ueberlagerung von Stöcken und Strömen Lyells Ausdruck eines „pseudoparallelen“ Baues höchst zutreffend. Trotz der zahlreichen Transgressionen bleibt nämlich der Anschein des Parallelismus erhalten, solange das Uebergreifen sich auf die einzelnen Gebirgsglieder beschränkt, nicht Gruppen gegen Gruppen ungleichförmig gelagert sind. Aber selbst diese grösseren Gruppen-Ungleichförmigkeiten werden gewissermassen ausgeglichen, wenn stock- und stromförmige Gebirgsmassen zu Tausenden oder wenigstens zu Hunderten zum Aufbau eigentümlicher Gebirge zusammenwirken, welche wir später unter dem Namen von Vulkanen noch genauer zu betrachten haben werden.

Geotektonische Ermittelung der Altersverhältnisse der Gebirgsglieder.

Es ergibt sich aus den geotektonischen Beobachtungen das gegenseitige Altersverhältnis von verschiedenen Gebirgsgliedern und in vielen Fällen auch eine relative Zeitbestimmung für Lagerungsstörungen.

Die allgemeinen Regeln sind naturgemäss die, dass jede Schicht, jeder Strom und jeder Stock jünger sind als alle die Massen, welche bei ungestörter Lagerung darunter (im Liegenden) sich befinden, älter als alle die darauf gelagerten Massen (als die Gebirgsglieder im Hangenden); dass ferner jeder Gang jünger ist als diejenigen Spalten und Klüfte, welche er ausgefüllt hat. Die Spalten und Klüfte selbst aber sind jünger als die Massen, welche von denselben durchsetzt werden. So ist auch die Aufrichtung oder Faltung von Schichten ein nach deren Bildung stattgehabter Vorgang. Eine Diskordanz zeigt die Beendigung einer Massenbewegung vor der Bildung der ungleichförmig aufgelagerten Gebirgsglieder an. Sind die diskordant aufgelagerten Einzelmassen selbst wieder in geneigter Stellung, so muss eine dementsprechende weitere Lagerungsstörung eingetreten

sein, von der man bei räumlicher Ausbreitung der Erscheinung annehmen wird, dass sie auch die unteren (diskordant überlagerten) Glieder mit betroffen hat. Jede Verwerfung ist jünger als die jüngsten Gebirgsglieder, welche von den Verwerfungsklüften zerrissen sind, jünger auch als Spalten (oder Gänge), welche mit verworfen worden sind.

So einfach diese Regeln sind, so wird doch in vielen einzelnen Fällen es sehr schwer, die richtigen Schlüsse aus den Wahrnehmungen zu ziehen. Selbst wo die Lagerungsverhältnisse im allgemeinen bekannt sind, machen oft Einzelheiten Schwierigkeit, und für den grösseren Teil der Festlandsflächen liegen noch keineswegs hinreichende geotektonische Beobachtungen vor. Die Aufgabe einer genauen geologischen Specialkartierung der gesamten bekannten Erdoberfläche wird noch mehrere Generationen beschäftigen. Erst wenn diese Aufgabe gelöst ist, wird eine Detailkenntnis der Altersbeziehungen der Massen und der Bewegungen der Erdkruste in verschiedenen Zeiten für die nicht vom Meere bedeckten Teile der Erdoberfläche aus den geotektonischen Beobachtungen ableitbar sein.

Zu den bedeutendsten jetzt noch bestehenden Schwierigkeiten gehört die Notwendigkeit, Massen miteinander zu vergleichen, deren Bildungsräume voneinander getrennt waren, und ferner die grossen Verschiedenheiten der vormaligen Erdoberfläche von der jetzigen. Die steten Veränderungen bringen es mit sich, dass aus der jetzigen Raumverbreitung von Gebirgsgliedern nur in äusserst seltenen Fällen die vormalige Grösse des Bildungsraumes derselben deutlich erkennbar ist, indem das Fehlen einer Schichtenreihe in einem bestimmten Gebiete nichts weniger darthut, als dass dieselbe dort nicht zur Ablagerung gelangt sei[1].

---

[1]) Auch in guten Büchern finden wir z. B. den Trugschluss, dass das Areal des jetzigen Harzgebirges zur Zeit der Ablagerung des Zechsteines und des oberen Rotliegenden schon über dem Meeresspiegel gelegen habe und dass jene Gebirgsglieder im eigentlichen Harz nicht mehr zur Ablagerung gelangt seien. — Ebenso oft wird irrtümlich gesagt, der Thüringer Wald sei vor der Liaszeit erhoben worden, etc.

Bei Vergleichung der in verschiedenen Bildungsräumen abgesetzten Gebirgsglieder führt uns zuweilen schon die geotektonische Untersuchung zum Begriffe der „stellvertretenden Massen“ oder der „Aequivalentbildungen“. Oft vermögen wir nämlich wahrzunehmen, dass Gebirgsglieder verschiedener Art zu den in sich gleichartigen hangenden und liegenden Gebirgsmassen gleiches Lagerungsverhalten zeigen. Wenn wir z. B. beobachten, wie die feinkörnigen, oft auch in dünne Platten zerteilten Sandsteine, welche vom Spessart an durch einen grossen Teil des hessischen Berglandes, Frankens und Thüringens verbreitet sind, über den oberen Thonen, Mergeln etc. des Zechsteines und unter grobkörnigen Sandsteinen lagern, wie dagegen in den Umgebungen des Harzes rote Schieferletten mit Rogensteinlagen und mit nur schwach entwickelten sandigen Lagen die gleiche Stelle innerhalb einer im wesentlichen gleichförmig gelagerten Reihe von Schichten einnehmen, so erkennen wir in diesen Ausbildungsformen des „unteren Buntsandsteines“ gleichwertige oder stellvertretende Massen. Aus zahlreichen ähnlichen Fällen leiten wir die Regel ab, dass solche Aequivalente im gleichen Zeitraum sich gebildet haben, dass sie synchronisch oder isochronisch sind: Raumäquivalente sind Zeitäquivalente.

Nicht immer können wir so wie bei den beiden genannten, je 300—200 m mächtigen Aequivalentgebilden die gleichförmige Einlagerung zwischen genau übereinstimmende Gebirgsglieder beobachten. Oft ist es nur die gleichförmige Verknüpfung mit dem Hangenden oder mit dem Liegenden, welche zur Anerkennung der Aequivalenz führt. Nach verschiedenen Charakteren ist Grebes Beschreibung[1]) zufolge der obere Muschelkalk (Hauptmuschelkalk) bei Trier sofort als das in anderen Teilen Deutschlands wohlbekannte Gebirgsglied zu erkennen; der mittlere Muschelkalk dokumentiert seine Gleichheit mit dem anderer Gegenden durch Gyps-, Steinsalz- und Dolomitführung, darunter liegt aber gleichförmig

1) Jahrbuch d. K. preuss. Geol. Landesanstalt II 1881 S. 467, eine Abhandlung, welche zugleich besonders geeignet ist, Lagerungsstörungen zu erläutern

in 60—80 m Mächtigkeit der Muschelsandstein, welcher sich durch diese konkordante Unterteufung des mittleren Muschelkalks als Aequivalent der sonst so verbreiteten Wellenkalkstufe zeigt.

Zuweilen bedürfen wir noch grösserer Umwege, um die Gleichwertigkeit zu erkennen. — Weil z. B. der Mündener Mergel und Serpulit am Deister als Aequivalente des obersten englischen Jura (Purbeck) und die Thone mit Crioceras etc. von Barsinghausen als Aequivalente der Patellinen- (Orbitolinen-) Schichten des Urgon sich erweisen, ist die konkordant zwischenliegende Wealden- und Deistersandstein-Masse das Aequivalent des Neocom, d. h. der untersten Stufe des cretaceischen Systemes.

Aehnlich können wir nur auf Umwegen darthun, dass die Wengener Schichten Südtirols mit den eingelagerten vulkanischen Gebilden, Tuffen etc. und mit den Schichten von St. Cassian Aequivalente unseres unteren Keupers (Kohlenkeupers) sind.

Die Vergleichung von Gebirgsgliedern rücksichtlich etwaiger Aequivalenz erheischt in den meisten Fällen sorgfältige paläontologische Beobachtung, wir werden daher erst in der historischen Geologie die Beispiele von gleichwertigen Massen genauer erörtern.

Strukturverschiedenheiten verschiedener Stellen der Erdoberfläche.

Erscheint dem Geographen das Relief der Erdoberfläche ein mannigfaltiges durch die Abwechselung von Gebirgen, Berg- und Hügelländern, Hochebenen, Tiefebenen etc., so wird der Geolog, welcher den Bau der Landschaften erforscht, noch eine Reihe weiterer mannigfaltiger Erscheinungen beobachten. Ganz abgesehen davon, dass hier ältere, dort neuere Gebirgsglieder die Erdoberfläche bilden, finden wir in der Materialanordnung sehr erhebliche Verschiedenheiten. Keine Stelle ist bekannt, wo auch nur im entferntesten zu erwarten wäre, dass eine senkrecht in die Tiefe gerichtete Bohrung

alle dem Alter nach mit Hilfe der historischen Geologie unterschiedenen Hauptgruppen vertreten finden würde. Die eine oder die andere derselben fehlt an jedem Punkte. Zuweilen fehlen nur einzelne Teile grösserer Schichtenreihen, zuweilen ganze Reihen oder mehrere Reihen. An einigen Stellen handelt es sich um das Fehlen von dem Alter nach nahe stehenden Gebilden; an anderen vermisst man mehrere dem Alter nach äusserst verschiedene. — Dabei kommen also auf den Ort bald einzelne Teile der bekannten Altersabteilungen oder Systeme in konkordanter Lagerung, bald eine oder mehrere Diskordanzen, oder auch nur Transgressionen. — Die Massen einiger Landschaften, der „Sedimentärgebiete", bestehen ganz vorwiegend aus Schichten (aus geschichtetem oder sedimentärem Material). In anderen Landstrichen walten die Ströme und Stöcke, meist untereinander und mit Gängen innig verbunden, derart vor, dass die Schichten zurücktreten. Dann haben wir Vulkane, vulkanische Gebirge vor uns.

Auf Hunderte von Quadratkilometern dehnen sich in manchen Gegenden Flächen ohne alle Gebirgsstörung aus (Centralrussland, die libysche Wüste etc. gelten als Beispiele), anderwärts findet man horizontale Schichten nur in den Wölbungen von Sätteln oder im Kerne von Mulden (so im rheinischen Schiefergebirge), und wieder an anderen Stellen sieht man dicht gedrängte, zerklüftete und durch Verwerfungen mannigfach verschobene Schollen den Boden bilden (z. B. im hessischen Hügellande NW vom Thüringer Walde).

Und während in manchen Gegenden alle am Aufbau des Gebirges beteiligten Massen gleichmässig streichend verlaufen, kreuzen sich in andern die Streichungslinien neuerer Mulden und Sättel mit denen älterer.

Sobald wir die Oberflächenverhältnisse mit ins Auge fassen, erscheint die Mannigfaltigkeit auf den ersten Blick noch bedeutender, denn der Einfluss des inneren Baues auf die äussere Gestaltung ist in verschiedenem Grade ausgeprägt. Als die Ursache dieser verschieden starken Modelung der Oberfläche nach dem inneren Bau werden

wir den steten Kampf der Atmosphäre und der Hydrosphäre mit der Lithosphäre und den in dieser vor sich gehenden Massenbewegungen erkennen. Je länger dauernd am einzelnen Orte dieser Kampf war, um so mehr haben die Steinmassen weichen müssen; die Reliefformen der Erdoberflächenteile tragen Kennzeichen ihres Alters an sich. Wie man das Alter des Mannes nach den Runzeln seiner Stirn schätzt, so beurteilt man nach den Formen von Berg und Thal das Alter einer Landschaft. Wir unterscheiden besonders vier Hauptperioden oder Stadien der Zerstörungen:

1) Geotektonische Einzelmassen in fast vollständiger Erhaltung; schwache Wasserrisse.
2) Oberste oder jüngste Einzelmassen stark zerschnitten, die Reihen von Einzelmassen aber fast vollständig erhalten; steilwandige Schluchten.
3) Reihen von Einzelmassen in Schollen aufgelöst, bezw. durch erhebliche Thäler zerschnitten — Thäler breit mit ebener Sohle.
4) Manche Reihen von Einzelmassen bis auf geringe Reste hinweggeführt. Ebenenbildung ist vorwiegend.

Wir machen hier besonders auf folgende Beziehungen aufmerksam:

1) Ebenen und Flachländer breiten sich meistens über horizontalen oder schwach muldenförmig lagernden Schichten aus. — Solche horizontale Schichten bedecken bisweilen in nicht beträchtlicher Mächtigkeit eine ältere gefaltete, auch durch Verwerfungen gespaltene Gebirgsmasse (so sind das Diluvium und die oligocänen etc. Braunkohlenbildungen im norddeutschen Flachlande meist söhlig gelagert). — Selten ist der Untergrund von Ebenen direkt durch Schichten in gestörter Lagerung oder durch Teile eines Vulkanes gebildet, und wo dies der Fall, wird gewöhnlich die vormalige Anwesenheit söhliger Schichten noch nachweisbar sein (so über dem Plateau des nördlichen Teiles des rheinischen Schiefergebirges etc.).

2) Hügel oder Berge inmitten der Ebene bestehen oft aus söhligen Schichten, welche dem Material des

Bodens der Ebene angehörig sind. Die vielgenannten „Zeugen“ oder „témoins“ in den Wüsten und Steppen Nordafrikas, in Andalusien unfern von Bobadilla etc. sind Beispiele dieser Erscheinung. Zuweilen sind ähnliche Hügel mit söhliger Lagerung Reste einer vormaligen Ueberdeckung einer abgeschliffenen Erhöhung. Man spricht dann etwa von schollenartiger, diskordanter Bedeckung gefalteter Massen.

Häufig trifft man auch aus der Ebene aufragende Partien von aufgerichteten oder gefalteten Schichten des diskordant von den söhligen Bildungen der Ebene überlagerten Unterbaues (sogenannte Klippen). Hierher gehören z. B. die Rüdersdorfer Kalkberge bei Berlin, die Gypshügel und Kalkberge bei Lüneburg, bei Segeberg in Holstein etc.

Bisweilen sind stockförmige oder stromförmige Gebirgsglieder, in diesem Falle stets Massen vulkanischen Ursprunges, dem flachen Boden von Ebenen aufgesetzt, wie der Kammerbühl der kleinen Ebene von Eger-Franzensbad, oder wie die „Kuppen“ und „Hummriche“ der Fläche von Niedermendig bei Laach und Andernach.

3) Weitaus die meisten Hügel-, Berg- und Gebirgslandschaften sind aus vorwiegend schichtförmigen Einzelmassen aufgebaute „Sedimentärgebirge“.

4) Die Sedimentärgebirge lassen sich, so verschieden sie auch sind, auf gewisse Formelemente oder Grundformen zurückführen, die bald isoliert für sich, bald miteinander verbunden und mannigfach abwechselnd vorkommen. Diese Grundtypen sind:

A. Landschaften mit nahezu söhliger Schichtenstellung und dazwischen eingeschnittenen Thälern. Die Höhen gruppieren sich meist zu einem mehr oder minder eingeschnittenen Plateau, über das selbst noch zuweilen Tafelberge aufragen und welchem vereinzelte Tafelberge voranzuliegen pflegen. — In der Regel sind die Thalsohlen grösserer Thäler dem Plateau parallel, und auch in den kleineren Thälern finden sich oft ebene Thalböden, die nicht selten durch Stufen unterbrochen sind. Ein Beispiel solchen Baues mit jungen, daher steilwan-

digen, Thälern und mit vielen Schluchten liefert die sächsische Schweiz.

B. Berghöhen mit gleichmässiger, einseitiger Schichtenneigung. Gewöhnlich ist eine einfache Wasserscheide in der Längsrichtung vorhanden; dieser Kamm liegt nach jener Seite hin, von der die Schichten abfallen, und wo meist ein Steilabsturz vorhanden ist, während der sanfte Hang dorthin geht, wohin die Schichten „rechtsinnig“ abfallen. Die Rauhe Alp mit ihrem dem Neckar zugewandten Steilhange und ihrer sanfteren, der Donau zu sich neigenden Böschung zeigt uns diese Massenanordnung.

C. Der Bau mancher Berglandschaften ist beherrscht durch eine Muldenbildung. Ist in diesem Fall der Muldenkern aus leicht zerstörbarem Material gebildet, so entstehen zwei seitliche Bergrücken ähnlich den eben sub B besprochenen, welche ihre sanfteren Hänge einem gemeinsamen Längenthale zukehren.

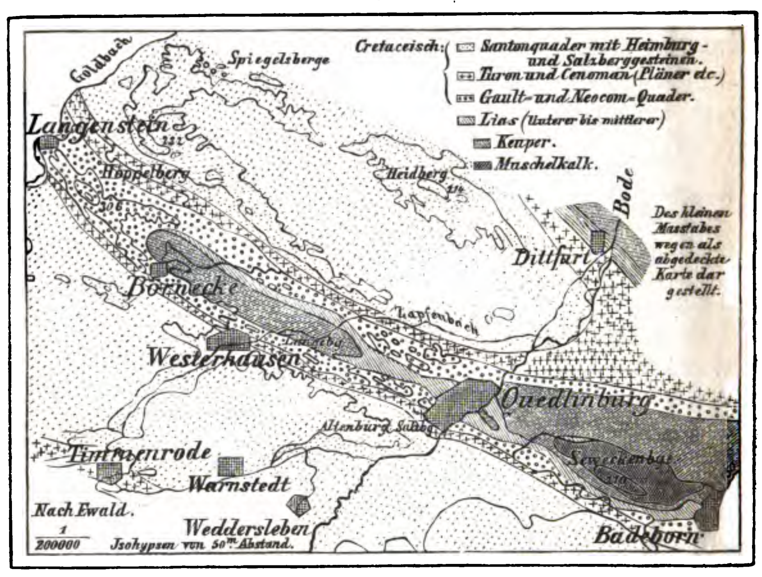
Dieser scheinbar einfachste Bau wird aber in der Regel nur an Teilen oder Stücken von Mulden wahrgenommen, viel häufiger sehen wir im Muldenkerne einen oder auch mehrere fast parallele Höhenzüge aufsteigen, die in den meisten Fällen die Flügel stark überragen. So zeigen sich z. B. die vielfach geschilderte norddeutsche Hilsmulde, die subhercynischen Kreidemulden, die böhmische Silurmulde etc. gebaut.

D. Einfacher Sattelbau der Schichten wird bisweilen an Gebirgen und Hügelzügen erkannt; Dana nennt solche Antiklinorien. Zuweilen ist dann der Sattel an der hauptsächlichen Wasserscheide. Oft aber, besonders wo weiche Schichten der Sattelwölbung entsprechen müssten, finden sich Luftsättel und die Flügel überragen weitaus den Gewölbekern.

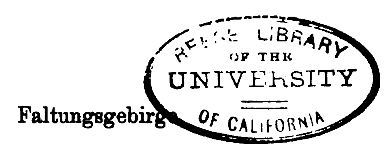
Sehr lehrreich in dieser Hinsicht ist der Schichtensattel, auf welchem Quedlinburg liegt. Ostwärts bei Badeborn ist an der Oberfläche im Sattel der gegen die Erosion widerstandskräftige Muschelkalk entwickelt, die Sewecken oder Zeunickerberge als Gewölbekern überragen die Umgegend. Westwärts bis über Börnecke hin

ist der aus weichen Schichten des Keupers und des Lias gebildete Sattelkern weit niedriger als die Flügel, d. h. die Kerne der benachbarten Mulden, weil diese aus Quadersandstein bestehen; dann aber tritt der harte Neocomsandstein als Gewölbekern auf und bildet den weithin die Umgebung überhöhenden Hoppelberg.

Fig. 67.



E. Ungleichmässige Verteilung der Schichten und wiederholtes Auftreten von Verwerfungen bedingt den Bau sehr vieler Gebirgspartien. Sehr oft machen sich dabei die Widerstandsverschiedenheiten der Materialien in derselben Richtung geltend, wie die Verwerfungslinien gehen. Dann sehen wir rechtwinkeliges Abspringen der Flussläufe und parallelen Verlauf von Berg- oder Felsklippenreihen. In manchen Gegenden aber haben spätere geologische Ereignisse fast alle Spuren von vorhandenen Zerklüftungen und Verwerfungen verwischt, so dass man orographisch sehr geringe Spuren davon wahrnehmen



kann. In nahe aneinander liegenden Landschaften kann man beides beobachten; so biegt die Ilm bei Mellingen in die Streichungslinie der weichen Keupermassen ein, welche bis Weimar in der Verwerfungslinie ihr entgegenstehen, einige Stunden weiter bei Sulza kreuzt ihr Lauf die im harten Muschelkalk sichtbaren Klüfte.

Die Verwerfungsgebirge (E) sind zusammengesetzte, aber wegen der Verwerfungsspalten besonders für sich aufzufassende, daher unter den Grundtypen der Sedimentärgebirge zu behandelnde Erscheinungen.

F. Wegen der Regelmässigkeit des Auftretens wollen wir auch den aus Sätteln und Mulden gleichzeitig bestehenden, also die Faltenform deutlich zeigenden, Gebirgen eine besondere Stelle einräumen. Das ist um so mehr begründet, weil die Faltung bei fast allen grösseren Gebirgen wiederholt beobachtet wird und weil eine isolierte Betrachtung von Sätteln und Mulden, aus welchen die Falten bestehen, oft zu Unklarheiten führen könnte. Diese Faltengebirge nennt Dana Synklinorien. Es treten dieselben in sehr verschiedenen Modifikationen je nach den Dimensionen, der Verbindungsweise und der Stellung der Falten auf. Wie es scheint, sind die Faltengebirge, welche auf ein und dieselbe Reihe von Erdrindenbewegungen zurückzuführen sind, bald solche mit einheitlichem (linearem), bald solche mit kompliziertem (gekrümmtem) oder bogenförmigem Streichen. Soviel wir wissen, gehört z. B. der Ural zu den Faltungsgebirgen mit linearem Streichen; das Streichen der einzelnen Falten der Apenninen aber ist kein gleichmässiges, sondern zeigt, im ganzen betrachtet, eine grosse Krümmung.

5) Bei sehr vielen Gebirgen macht sich ein erheblicher Gegensatz zwischen diskordant liegenden und in einander kreuzenden Richtungen gefalteten Massen geltend, welche am Bau dieser Gebirge sich beteiligen. Oft ist der Gegensatz zwischen einem Gebirgskern und einem Gebirgsmantel in dieser Weise ausgeprägt, und jener Gebirgsmantel bildet nur Aussenteile und Vorberge. Gar nicht selten aber ist ein mehrfacher Kontrast ähnlicher Art auch im Gebirge selbst zu beobachten, so dass die

Vorberge einen wesentlich anderen Bau zeigen als der Gebirgskern, der selbst mehrere verschieden gebaute diskordante Teile hat. Den ältesten von diesen kann man dann das „Grundgebirge“ des betreffenden Gebirges nennen. — So ist im westlichen Thüringer Walde ein Grundgebirge von krystallinischen Schiefern vorhanden; der Kern besteht aus diesem Grundgebirge und dem Rotliegenden mit seinen sedimentären und eruptiven Gliedern, der diskordant dazu gelagerte und meist durch Verwerfungen und andere Dislokationen gegen den Kern begrenzte Mantel aus Zechstein und triadischen Gebirgsgliedern. Im Grundgebirge herrscht hier eine Faltung mit dem Streichen von Südwest nach Nordost, im jüngeren Teile des Kernes eine ähnlich streichende, meist nordsüdliche Faltung, im Mantel das Streichen und die Verwerfungsrichtung von Südost nach Nordwest. — Aehnlich sind die Verhältnisse am Harz. Dagegen ist beim Grundgebirge der Centralalpen das Streichen der vielfach durch Verwerfung gestörten Falten sehr wenig abweichend von dem, welches in den vorgelagerten mesozoischen und känozoischen Vorbergen herrscht.

6) Bei einer grossen Anzahl von Gebirgen zeigt sich ein einseitiger Bau. Weder in der Anordnung der Gesteinsmassen noch in orographischer Hinsicht sind bei denselben beide Gehänge gleich. Eine grössere oder geringere Anzahl von Schichtenreihen gehört in manchen Fällen nur einem der Abhänge des Gebirges an. Zuweilen findet sich an der Seite, wo der Gebirgsfuss am tiefsten liegt, eine Dislokationslinie, welcher oft Thermen angehören. Auf derselben Seite liegen meistens die jüngsten mit dem Gebirge in Berührung stehenden Meeresschichten, bei jüngsten Gebirgen bisweilen das Meer.

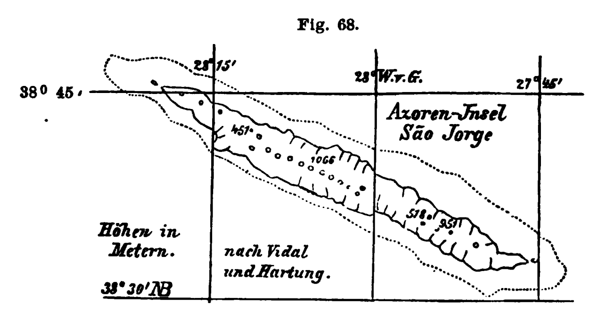
7) Am Bau vieler Gegenden sind stromförmige, stockförmige und gangförmige Gebirgsglieder neben Schichten stark beteiligt. Sind die anders gestalteten Glieder eingelagert, so werden wir mit dem Ausdrucke Eruptivregionen solche Landschaften auszeichnen dürfen; sind dagegen die Ströme etc. auf den Schichten aufgesetzt, so wählen wir den Ausdruck Vulkanregion.

Wir werden also z. B. von der Eruptivregion im Harz bei Elbingerode etc., von der Vulkanregion in der Eifel etc. reden. Vulkanregionen, von denen einige auch als vulkanische Kuppengebirge bezeichnet worden sind, sind entweder in der Entstehung begriffene oder unvollendet gebliebene Vulkane der jüngeren Zeit; Eruptivregionen können von unvollendet gebliebenen vormaligen Vulkanen herrühren oder auch die Ausläufer von solchen darstellen.

8) Alle Teile der Erdrinde, wo Ströme, Stöcke und Gänge vorwalten, sind Vulkane, oder vulkanische Gebirge. Auch diese zeigen gewisse Hauptformen oder Grundtypen des Baues und der Gestaltung, welche ähnlich den Grundformen der Sedimentärgebirge bald isoliert, bald verbunden auftreten.

A. Zuweilen gehen von engbegrenztem kreisähnlichem Raume, der die bedeutendsten Stöcke trägt, fast alle Gesteinsströme aus. Dann bildet sich die Kegel- oder Pyramidengestalt aus (s. den Teyde Fig. 28 S. 84; ähnlich erscheint der so oft dargestellte Fuji Yama etc.).

Fig. 68.



Vulkan in Form eines scharfen Gebirgsrückens.

B. In anderen Fällen ordnen sich die stockförmigen Glieder in einer Linearrichtung an, die sich anschliessenden Ströme nehmen von derselben Linie ihren Ursprung: es bildet sich ein scharfer Gebirgskamm (Grat oder Rücken), wie ihn die Azoreninsel São Jorge zeigt (Fig. 68).

C. Liegen mehrere solcher Reihen von Stöcken in ungefähr paralleler Anordnung und schliessen sich Ströme

Fig. 69.

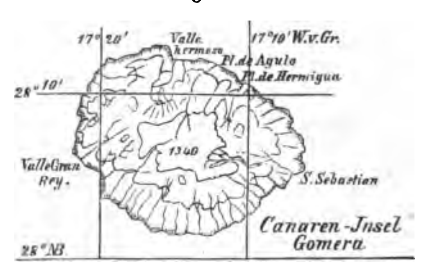


Madeira mit Andeutung der Hauptthäler und der Isohypsen von 500 m, 1000 m und 1500 m.

Vulkan in Form eines breiten Gebirgsrückens.

daneben und dazwischen an, so entstehen breitrückige Längsgebirge, wie deren eines die Insel Madeira darstellt (Fig. 69), oder der Hauptteil von Lanzarote.

Fig. 70.



Ungefähre Isohypsen von 500 und von 1000 m.

Domförmiger Vulkan.

D. Sehr oft sind die Stöcke und Ströme auf grösserem Raume so verteilt, dass weder eine kleinere Fläche noch parallele Längslinien zur Herrschaft gelangen. Dann entstehen domförmige, oft auf der Höhe plateauartige, Vulkane (Fig. 70).

Geochemie oder chemische Geologie.

1. Beschreibender Teil: Petrographie oder Lithologie oder Gesteinslehre.

1. Einleitung.

Gestein, Gebirgsart oder Felsart heisst jedwedes Material, welches in räumlich so grosser Ausdehnung und Verbreitung vorkommt, dass es als wesentlicher Bestandteil der festen Erdrinde gelten darf.

Oft sind die Grenzen einer geotektonischen Einzelmasse gegen eine andere zugleich Grenzen zweier Gesteine. Zuweilen aber bestehen mehrere benachbarte Einzelmassen aus demselben Gestein — z. B. übereinander gelagerte Kalksteinschichten — ja es kann vorkommen, dass aneinander grenzende, sehr verschiedenen Gruppen von Einzelmassen angehörige Gebirgsglieder dieselbe Gebirgsart zeigen, wie z. B. bei Dölau[1]) unfern Halle a. S. weisse Gyps führende Thone des Buntsandsteins von weissen Gyps führenden Oligocänthonen überlagert sind. Anderseits ist nicht selten eine geotektonische Einzelmasse aus mehreren Felsarten zugleich zusammengesetzt, z. B. im Ausgehenden aus Gyps, im Kerne aus Anhydrit, — oder innen aus Porphyr, aussen aus dem Verwitterungsprodukte desselben: aus Thon.

Die Naturkunde der Gesteine heisst Gesteinslehre (Petrographie, Lithologie).

---

[1]) Laspeyres in d. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1872, S. 274 (Bd. 24).

Obwohl der grösste Teil mancher Felsarten durch Aufhäufung der Reste organischer Wesen gebildet ist, kommen doch nur mineralisierte oder mineralische Stoffe der Organismen in der Substanz der Gesteine zur Geltung: wir dürfen alle Teilchen der Gebirgsarten als Mineralien betrachten.

Die Gesteine sind als Mineralanhäufungen ähnlich aufzufassen wie die Gruppierungen von Pflanzen, welche man als Charakterformen der Landschaft: als Wälder, Wiesen, Heiden etc. bezeichnet. Es gibt weder unter den Vegetationsformen noch unter den Gesteinen „Arten“ im Sinne der beschreibenden Naturwissenschaften, nur Typen, welche mit grösserer oder geringerer Gleichförmigkeit auftreten, dabei aber doch durch Uebergänge in der mannigfaltigsten Weise untereinander zusammenhängen. Die Typen haben einen gewissen lokalen Charakter, wir kommen z. B. selten in die Versuchung, skandinavischen Granit eines erratischen Blockes für einen mitteldeutschen Granit zu halten, obwohl manche Gesteine entfernter Gegenden ebenso untereinander gleich sind, wie ein Roggenfeld in Australien einem deutschen gleicht. — Wie bei den Vegetationsformen eine Pflanze durch eine ähnliche ersetzt werden kann — z. B. die Fichte durch die Tanne, so vertreten einander oft Mineralien in den Gesteinen: der Augit die Hornblende, der Eisenglanz das Magneteisen etc. Wie in den Wäldern die Unterholzarten, Kräuter, Gräser, Moos etc. eine untergeordnete, zuweilen aber doch beachtenswerte Rolle spielen, so ist das gelegentliche Vorkommen mancher Mineralien ein untergeordnetes, wiewohl hier und da charakteristisches.

Auffallend wenige Mineralkörper sind es, die als eigentliche Felsbildner auftreten: wir kennen etwa 1000 Substanzen als Mineralien und davon werden kaum 50 als häufige Felsbildner genannt, auch in den ausführlichsten petrographischen Lehrbüchern höchstens 70 bis 80 namhaft gemacht.

In den Felsgemengteilen sind von den Grundstoffen oder Elementen hauptsächlich enthalten:

Sauerstoff (Aeq. 16), Wasserstoff (Aeq. 1), Kohlenstoff (Aeq. 12), Schwefel (Aeq. 32), Phosphor (Aeq. 31), Fluor (Aeq. 19), Chlor (Aeq. 35,5), Silicium (Aeq. 28); auch Titan (Aeq. 48) und Zirkonium (Aeq. 90) mögen hier erwähnt werden.
Kalium (Aeq. 39), Natrium (Aeq. 23), Lithium (Aeq. 7), Calcium (Aeq. 40), Magnesium (Aeq. 24), Eisen (Aeq. 56), Mangan (Aeq. 53), Aluminium (Aeq. 27,4), Bor (Aeq. 11).

Die Mineralformeln, welche wir anführen, sind nur die empirischen, wir haben durchweg für die sechswertigen Radicale von Al, Fe, Mn, B vermieden, die übliche Bezeichnung des Doppeläquivalentes zu geben, sondern drücken stets die Mehrheit von Aequivalenten durch Exponentziffern aus.

2. Felsbildende Mineralien.

Die wichtigsten Felsbildner unter den Mineralien sind:

1) Graphit = Kohlenstoff vom sp. G. 2,0 und der Härte 0,5—1, metallglänzende schwarze, leicht monotom spaltbare, oft sechsseitige Blätter bildend, welche sich fettig anfühlen und abfärben.

2) Schwefel = Schwefel vom sp. G. 2,0, H. 2,0 und rhombischer Krystallisation.

3) Steinsalz oder Kochsalz = Chlornatrium vom sp. G. 2,15, H. 2 und tesseraler Krystallisation mit vorwiegender Bildung würfelförmiger Krystalle und Spaltkörper.

4) Schwefelkies oder Pyrit = Doppelschwefeleisen FeS^2 (46% Eisen auf 54 Schwefel) vom norm. sp. G. 5,1, H. 6—6,5 und parallelflächig hemitesseraler Krystallisation mit vorwiegender Bildung von Würfel und dem Pentagon-Dodekaeder $\frac{1}{2}$ (∞ 02). Die Krystalle sind frisch goldgelb, metallglänzend; feinverteilter Schwefelkies erscheint als schwärzlichgrünes Pigment. Oft in Brauneisen, seltener in Roteisen sich verwandelnd.

5) Wasserkies oder Markasit = Doppeltschwefeleisen FeS^2 vom sp. G. 4,8, der Härte 6,5—6 und von rhombischer Krystallisation, der Oxydation gewöhnlich viel stärker ausgesetzt als der ebenso zusammengesetzte Schwefelkies, dem er in vielen Vorkommnissen sehr ähnlich erscheint.

6) Brauneisen oder Limonit = Eisenoxydhydrat, bez. Eisenhydroxyd von der empirischen Formel $H^6 Fe^4 O^9$ (gibt beim Glühen 14,4 % Wasser) mit einem um 3,7 schwankenden spec. G. und einer H. = 5 — 5,5; erscheint krystallinisch [1]), tritt sehr oft als braun färbender oder gelb färbender Körper auf, gewöhnlich infolge des „Verrostens" eisenhaltiger Mineralien.

7) Eisenglanz oder Roteisen = Eisensesquioxyd Fe^2O^3 oft titanhaltig, vom sp. G. 5,0 und einer Härte von 6,5 (welche jedoch in losen Aggregaten scheinbar auf 4,5 sinken kann), rhomboedrisch-hemihexagonal krystallisierend, wobei in den Gesteinen am häufigsten tafelförmige Krystalle und Blättchen auftreten, auch feine scheinbar erdige Massen. Während sich grössere Krystalle, besonders der titanreichen, allmählich zum Titaneisen hinüber leitenden Abarten metallisch glänzend und undurchsichtig zeigen, lassen feine Blätter und Pulver rotes Licht hindurch und spiegeln solches. Die feineren Teilchen dieses Erzes färben oft Gesteine und Mineralien rot bis rotbraun, wie es auch der (rhombisch krystallisierte) Göthit $H^2Fe^2O^4$ in Form von „Rubinglimmer" bisweilen thut.

8) Magneteisen (Magnetit). — Wird als Eisenoxyduloxyd $feFe^2O^4 = FeO + Fe^2O^3$, daher als Glied der Spinellreihe $\overset{II}{R}\overset{VI}{R^2}O^4$ betrachtet, oft titanhaltig. Spec. G. 5,1 ±, H 6; oder H = 6; holotesserales, meist in Oktaedern und Oktaederzwillingen krystallisierendes (hier und da auch dodekaedrisches) magnetisches Erz, welches schwarz ist und metallisch bis halbmetallisch glänzt. Ausser

[1]) Faseriges Brauneisenerz zeigt die Auslöschung des polarisierten Lichtes parallel den Fasern und sieht überhaupt unter dem Mikroskop dem rhombischen Lepidokrokit sehr ähnlich. Bei Raseneisenstein etc. ist die Auslöschungsrichtung unklar, das Bild aber dem des faserigen L. ähnlich.

den bestimmt hierher zu rechnenden Krystallen und Körnern kommt das Erz in Gesteinen anscheinend noch oft in Form von undurchsichtigen Krystallskeletten, als Trichit und Trichitengruppen, vor. Analoge Körper, die ein wenig sepienbraunes Licht durchschimmern lassen, werden zuweilen wahrgenommen.

9. 10. Wasser und Eis = H^2O — bedürfen keiner Beschreibung.

11. Quarz = tetarto-hexagonales Siliciumbioxyd SiO^2 vom sp. G. 2,66 und $H = 7$ — Krystalle zeigen oft das Hauptrhomboeder R und das zugehörige Gegenrhomboeder $-R$ im Gleichgewichte ausgebildet (Dihexaeder); häufig tritt die Säule ∞ R (horizontal gestreift durch oscillatorische Kombination mit $-7R$, schwächer auch durch $+4R$ oder $+3R$) mit den beiden genannten Rhomboedern auf. — Cirkularpolarisation; sehr schwach + doppelbrechend, $\alpha = 1{,}558$; $\varepsilon = 1{,}558$, intensive farbige Polarisation. — Chalcedon, Feuerstein, Hornstein, Jaspis stimmen im wesentlichen mit dem Quarz im specifischen Gewichte und der Härte überein, weichen davon aber ab, indem sie Aggregatpolarisation zeigen und — ähnlich wie andere hexagonale Körper es auch thun — kugelige bis nierenförmige etc. Oberflächen bilden. Während typischer Quarz der Einwirkung kochender Kalilauge trotzt, fand Rammelsberg, dass die gedachten Varietäten daran bis zu 90 % ihrer — oft verunreinigten — Masse abgeben.

(In geringer Massenhaftigkeit nimmt auch das trikline Siliciumbioxyd Tridymit (sp. G. 2,3) an dem Aufbau einzelner Gesteine Teil).

12. Opal heissen amorphe Substanzen, bei deren Analyse man 72 % bis 99 % Siliciumbioxyd mit 0,10 bis 13 %[1]) Wasser und oft noch mit einer Anzahl basischer Oxyde findet, welche ein sp. G. von 1,9—2,3, gewöhnlich 2,2, — eine Härte 5,5 bis 6,5 besitzen. Opal gilt für eingetrocknete natürliche Kieselgallert, welche sehr veränderliche Mengen Wasser einschliesst, wie es auch bei

1) Im Kieselguhr von Mauritius nach Klaproth bis 21 %.

künstlich erzeugter Kieselgallert der Fall ist, ausserdem Rückstände von der Zersetzung von Silikaten enthält. Petrographisch sind Kieselsinter (Thermenabsätze) und die organogenen Massen des Tripel, Kieselguhr etc. besonders wichtig.

Die tetragonalen Bioxyde: Zirkon $= Zr\,SiO^4$ und Rutil $= TiO^2$ mögen hier genannt werden.

13. Kaolinit = Aluminiumhydrosilicat, das der empirischen Formel H^4, Al^2, Si^2, O^9 (analytisch 46,4 SiO^2 + 39,7 $Al^2\,O^3$ + 13,9 H^2O) entspricht. Der Kaolinit wird erst bei längerem Glühen unter allmählicher Abscheidung von Wasserdampf von dem Wasserstoffe gänzlich befreit, indes entweicht Wasser schon bei Erhitzung unter 360°. Er ist unschmelzbar, schwillt aber in der Hitze an und erhärtet dabei. Er besteht aus krystallinischen, anscheinend rhombisch krystallisierten, oft mit sechsseitigem Umriss auftretenden Blättchen von einer bis 1 steigenden Härte und einem sp. G. von 2,63—2,64, das jedoch erst gefunden wird, wenn reiner Kaolinit von absorbierten Gasen etc. befreit ist, die das sp. G. oft auf 2,2 herabdrücken, und die den bekannten Thongeruch verursachen, wenn ein Teil derselben durch Wasser oder Wasserdampf ersetzt wird. — Wasser wird mit grosser Begierde vom Kaolinit angesogen und bewirkt die eigentümlichen Aggregateigenschaften desselben und vieler damit vermengter Substanzen:

1) das Aufschwellen bei Befeuchtung (und das Schwinden oder Sprüngigwerden beim Trocknen).

2) Die Plasticität feuchten Kaolinites.

3) Die Undurchlässigkeit nassen Kaolinites für darüber stehendes Wasser.

Ausser dem eigentlichen Kaolinit sind noch eine grössere Zahl von Aluminiumhydrosilikaten in der Natur verbreitet. Manche von diesen haben dem Kaolinit sehr ähnliche Eigenschaften, aber etwas andere Mischung, andere besitzen grössere Härte und ermangeln der Fähigkeit beim Befeuchten plastisch zu werden: einige sind sogar, wie z. B. der Allophan (empir. $H^{10}\,Al^2\,Si\,O^{10}$) opalähnlich aussehende amorphe Substanzen. In dem

sog. Steinmark, von welchem einige Vorkommnisse chemisch mit Kaolinit übereinstimmen, sind oft mehrere dieser Mineralien als miteinander verwachsen, zu erkennen.

Die plastisch werdenden, zur Porzellanbereitung etc. brauchbaren, dem Kaolinit mehr oder minder ähnlichen Mineralien und Gemenge fasst man nach Johnstons und Blakes Vorschlage als Kaolin zusammen, mit anderen Mineralien, mit Kohlenwasserstoffen etc. gemengt bilden diese die Thone.

14. Disthen (Hauy) oder Cyanit bezw. Rhäticit ist das Aluminiumsilikat $Al^2\ Si\ O^5$ (37 $Si\ O^2$ + 63 $Al^2\ O^3$) in trikliner Krystallisation, mit sp. G. 3,6 und einer H. 5 nach der Längsrichtung der Hauptspaltfläche, *H.* 7 der Breite derselben nach. Das Mineral ist sehr oft blau gefärbt, meist allerdings nicht gleichmässig, sondern stellen- oder strichweise.

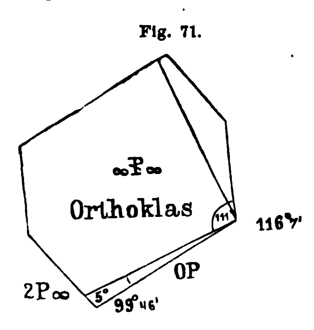
15. Silimanit heisst dasselbe Silikat $Al^2\ Si\ O^5$, wenn es rhombisch (in makrodiagonal deutlich spaltbaren Prismen von 111°) mit sp. G. 3,23 und Härte 6—7 krystallisiert.

16. Andalusit nannte Lametherie ebendasselbe Silikat $Al^2\ Si\ O^5$, wenn es rhombisch (in meist mit der Basis begrenzten Säulen von 90° 50′) mit sp. G. 3,14 und Härte 7—7,5 krystallisiert. Eine eigentümliche Abart des Andalusites ist der Hohlspat oder Chiastolith, dessen sonst weissliche Prismen eine regelmässig ausgebildete schwarze Achse, oft auch schwarze Kanten besitzen.

17. Orthoklas (monokliner Kaliumfeldspat). — Das Kalium-Aluminiumsilikat K^2, Al^2, Si^6, O^{16} (65 $Si\ O^2$, 18 $Al^2\ O^3$, 17 $K^2 O$) heisst bei monokliner Krystallisation Orthoklas, weil die beiden Spaltflächen (Basis und Längsfläche = Klinopinakoid einen rechten Winkel bilden. Das normale specifische Gewicht dieses Feldspates scheint 2,56 wenig zu überschreiten, doch findet man die oft unreinen natürlichen Vorkommnisse 2,53 bis 2,60 schwer, poröse Abarten sind leichter. Die Härte ist = 6. Reiner Orthoklas ist wasserhell, glasglänzend, negativ doppeltbrechend, und zeigt stets die drei rechtwinkelig zu

einander gestellten optischen Elasticitätsachsen derart angeordnet, dass eine davon mit der Orthodiagonale zusammenfällt, während die Achse grösster optischer Elasticität 111° bis 112° gegen die stumpfe Kante des Grundprismas, 4—5° gegen die Klinodiagonale (d. h. gegen die Kante zwischen Basis und Längsfläche geneigt ist. Ein Parallelschliff durch den Krystall oder ein Spaltblättchen zeigt zwischen gekreuzten Nicols das Helligkeitsminimum (die Auslöschung), wenn der optische Hauptschnitt des Polarisators mit einer Elasticitätsachse gleich liegt, es tritt also die Auslöschung auf der Basis parallelen Schliffen ein, wenn eine der Polarisationsebenen der Kante *OP*: ∞ P̀ ∞ gleichläuft, — auf Schliffen parallel der Längsfläche in der obenstehenden Stellung (Fig. 71).

Fig. 71.



Orthoklas bildet oft Zwillinge, namentlich nach ∞ P̀ ∞ („Karlsbader Gesetz“).

Beim Analysieren vieler Orthoklase findet man einen Teil des Kalium durch Natrium ersetzt, welches bis zur Menge von 10% steigend angegeben worden ist. Zwar hat in manchen Fällen dieser Gehalt sich auf eingewachsenen Natriumfeldspat zurückführen lassen, aber es gibt nachweisbar auch einheitlichen Orthoklas, der Natrium, und zwar oft $\frac{1}{3}$ bis $\frac{2}{5}$ des gesamten Alkaliäquivalentes enthält. — Baryum findet sich auch zuweilen im Orthoklas, wiewohl der Baryum reichere Feldspat: Hyalophan als solcher nicht von petrographischer Bedeutung zu sein scheint.

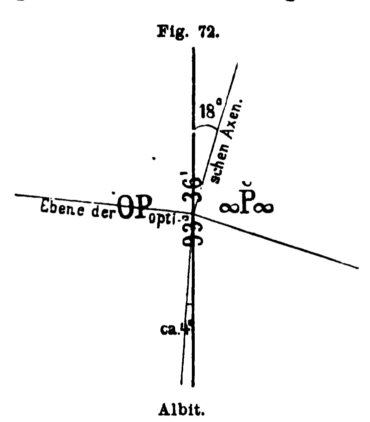
Man unterscheidet den glasigen „Sanidin“ von dem gemeinen Feldspat oder gemeinen Orthoklas, welch letzterer an Zersetzungsprodukten reicher zu sein pflegt, und trüber, unreiner erscheint.

18. Mikroklin = Trikliner Kaliumfeldspat von

gleicher Zusammensetzung wie Orthoklas, mit sp. G. 2,54 und H. 6.

19. Albit. = Trikliner Natriumfeldspat. Na^2, Al^2, Si^6, O^{16} (SiO^2 68,6; Al^2O^3 19,6; Na^2O 11,8) bisweilen etwas Kalium haltend, mit normalem sp. G. 2,63, H. 6. Die triklinen Krystalle neigen sehr zur Bildung von Viellingen oder zu polysynthetischem Wachstum besonders nach dem „Albit-Gesetz" (Zwillingsebene ∞ P̆ ∞, auf den Spaltflächen *OP* tritt Zwillingsstreifung, bez. einspringende Winkel hervor). Die bei reiner Substanz wasserhellen glasglänzenden Krystalle spalten nach Basis und Längsfläche, welche einen Winkel von 93° 36′ einschliessen, und sind unter dem Polarisationsmikroskop daran erkennbar, dass bei basischen Spaltblättchen oder Schliffen die Auslöschung mit der stumpfen Kante zwischen Basis und Längsfläche einen nach vorn offenen Winkel von 3° 50′ — 4° 50′ bildet, während auf Spaltblättern nach der Längsfläche die Auslöschung mit derselben Kante einen nach hinten zu offenen Winkel von 18° bildet.

Fig. 72.



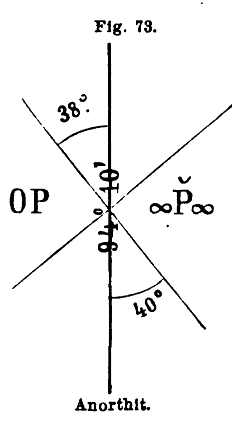
Albit.
Auslöschungsrichtungen im Verhältnis zur Kante *OP* : ∞ *P̆* ∞.

20. Anorthit = trikliner Calciumfeldspat *Ca*, Al^2, Si^2, O^8 (43 SiO^2; 37 Al^2O^3; 20 *CaO*) sp. G. 2,72 ±, H. 6. Die triklinen Krystalle sind denen des Albit sehr ähnlich (Winkel der beiden Spaltflächen 94° 10′) und bilden ebenso häufig Viellinge, besonders nach dem Albitgesetze. Die bei reiner Substanz wasserhellen glasglänzenden Krystalle zeigen auf basischen Spaltblättchen oder Schliffen eine Auslöschung, welche mit der stumpfen Kante zwischen Basis und Längsfläche einen nach hinten offenen Winkel

von 38° macht; auf brachypinakoidalen Blättern bildet die Auslöschung mit derselben Kante einen nach vorn offenen Winkel von 40°. Anorthit besitzt viel lebhaftere Polarisationsfarben als die anderen Feldspäte.

Albit und Anorthit sind die beiden Endglieder der Reihe trikliner, Natrium und Calcium haltender Feldspäte, welche man als Plagioklase zusammenfasst, weil sie in schiefem Winkel spalten. Als isomorphe Mischungen dieser beiden Endglieder gelten nach Tschermaks Theorie die zahlreichen, in den Gesteinen häufiger als der reine Albit und der unvermischte Anorthit auftretenden Plagioklase. Man gebraucht für die dem Albit näher stehenden, saueren und natriumreicheren triklinen Feldspate den Namen Oligoklas, für die kieselärmeren, kalkreicheren die Bezeichnung Labradorit. Plagioklase, welche zwei Moleküle Anorthitsubstanz auf 1—3 Moleküle Albitsubstanz enthalten, werden Andesine genannt, und auf Zwischenglieder zwischen Labradorit (der 2—6 Mol. Anorthit auf 1 Mol. Albit haben soll) und Anorthit will Tschermak den Namen Bytownit angewandt sehen. — Das specifische Gewicht steigt ziemlich gleichförmig vom Albit zum Anorthit und in gleichem Masse scheint die Widerstandsfähigkeit der Plagioklase gegen die Löslichkeit in Säuren und in Wasser abzunehmen, bezüglich der Schmelzbarkeit aber stellt sich der eigentümliche Umstand heraus, dass die Mittelglieder der Plagioklasreihe (Andesine) weit leichter schmelzen als die Oligoklase und Labradorite, welche selbst schmelzbarer als die Endglieder sind; Albit ist dabei ein wenig schwerer schmelzbar, als Anorthit. — In optischer Beziehung besonders bezüglich der Lage der Elasticitätsachsen, welche die Auslöschungsrichtungen bestimmen, sollte nach Schusters Untersuchungen ein regelmässiger

Fig. 73.



Anorthit.
Auslöschungsrichtungen im Verhältnis zur Kante $OP : \infty\breve{P}\infty$.

gesetzmässiger Uebergang von Albit zum Anorthit vorhanden sein, der bei mikroskopischen Gesteinsstudien Anhalt zu gewähren vermöchte. Die französischen Mineralogen und Petrographen verteidigen die Selbständigkeit der Plagioklasarten und betonen, dass die Lage der Elasticitätsachsen (Auslöschungsrichtungen) nicht durchweg den einfachen, der Theorie entsprechenden Gesetzen folgt.

21. Leucit ist tetragonales Kalium-Aluminiumsilicat K^2, Al^2, Si^4, O^{12} (55 SiO^2, 23,5 Al^2O^3, 21,5 K^2O, also das kaliumreichste bisher bekannte Silikat, oft auch etwas Natrium statt des Kalium — bis zu 8% Na^2O sogar in scheinbar frischem Material — enthaltend), sp. G. 2,45 bis 2,5, H. 5,5—6,0, im reinsten Zustande glasglänzend und wasserhell, meist aber nur fettglänzend und weisslich, durchscheinend. Die Krystalle sind auffallend dem tesseralen Ikositetraeder 202 gleichende Kombinationen einer achtseitigen und einer vierseitigen Pyramide.

22. Nephelin. Ein Natriumaluminiumsilikat Na^2, Al^2, Si^2, O^8 scheint in 4 Molekülen mit einem Moleküle des entsprechenden Kaliumsilicates verbunden (also 41 SiO^2, 35 Al^2O^3, 17 Na^2O, 7 K^2O) die Hauptmasse des Nephelins zu bilden, der aber auch kleine Mengen eines Calciumsilicats und einer Chlorverbindung zu enthalten pflegt und dessen Kalium nach anderer Annahme Leucitartigen Molekülen angehört. Leicht unter Kieselgallertbildung in Säuren löslich. Sp. G. 2,6 ± H. 5,5—6. Hexagonale holoedrische, meist von Prisma und Basis begrenzte, nur unvollkommen spaltbare, schwach negativ doppeltbrechende Krystalle. Eine unreine, oft gefärbte Abart heisst Eläolith.

23. Unter den Namen Nosean oder Spinellan und Hauyn ist ein eigentümlich zusammengesetztes, in Rhombendodekaedern tesseral krystallisierendes Mineral, welches fettartigen Glasglanz zeigt und durchsichtig bis durchscheinend ist, vom spec. G. 2,25 bis 2,5 und einer Härte von 5—5,5 bekannt, das als ein verhältnismässig leicht zerstörbarer — also kurzlebiger — Felsgemengteil auftritt. Das beim Nephelin erwähnte Silikat Na^2,

Al^2, Si^2O^8 liegt diesem Minerale hauptsächlich zum Grunde; besonders in den häufig blaugefärbten „Hauynen" macht sich daneben das Silicat $CaAl^2Si^2O^8$ geltend, stets aber ein Sulfat: vorwiegend Na^2SO^4 im „Nosean", der oft grau erscheint, hauptsächlich $CaSO^4$ im „Hauyn". Chlor und Wasserstoff werden analytisch noch nachgewiesen und zwar zeigen die — in der Regel geologisch etwas älteren — Noseane mehr Wasserstoff (als Wasser in den Analysen berechnet). Sieht man von beiden letztgenannten Stoffen ab, so zeigt das Mineral ungefähr 11 % SO^3, 34 % SiO^2 29 % Al^2O^3, die weiteren 26 Teile entfallen zu 14—22 % auf Na^2O, zu 11—4 % auf CaO.

24. Isomorph mit dem Hauyn ist der **Sodalith**, die Verbindung des Natrium-Aluminium-Halbsilikates $Na^2Al^2Si^2O^8$ mit Chlornatrium, wobei drei bis neun Moleküle des Silikates auf zwei Mol. Chlorid kommen. Sp. G. 2,16, H. 5,5 häufiger in farbloser Varietät auftretend als der Hauyn.

25. Im **Melilith** scheint ein Calcium-Aluminium-Silikat $Ca^{12}Al^4Si^9O^{36}$ und Calcium-Eisensilicat $Ca^{12}\overset{VI}{Fe^4}Si^9O^{36}$ mit analogen Magnesiumsalzen und kleinen Anteilen eines Natriumsilikates $Na^{24}Al^4Si^9O^{36}$ und des entsprechenden Kaliumsalzes verbunden zu sein. Das Mineral ergibt 38—44 SiO^2, 31—33 CaO, 6—11 Al^2O^3, 3—10 Fe^2O^3, 4—7 MgO, 1—4 Na^2O^4 und bis zu 2 % K^2O; es krystallisiert in tetragonalen kurzsäulenförmigen bis tafelartigen Krystallen vom sp. G. 2,93 $\pm$ und H. 5,5—5, welche wasserhell bis lichtbräunlich sind. „Pflockstruktur".

26. Unter dem Namen **Glimmer** werden eine grosse Menge sehr komplizierter Silikate verstanden, welche eine sehr charakteristische dünnblättrige Spaltbarkeit besitzen, elastische Lamellen liefern, deren Dicke auf 0,00004 mm herabsinken kann, auf den Spaltblättern Perlmutterglanz bis halbmetallischen Glanz zeigen, weiss bis braun und olivengrün aussehen, in unzersetztem Zustande meist H. 2—2,5, sp. G. 2,7 bis 3,2 zeigen und beim Glühen höchstens 6 % Wasser liefern, welches in der Regel erst spät entweicht. Manche Glimmer erscheinen

frei von Wasserstoff. Ein Fluorgehalt ist meist vorhanden. Die Unterscheidung der Glimmerarten ist oft eine der schwierigsten Aufgaben für den Mineralogen und Petrographen, bisweilen ist es sogar schwer, Chlorite oder Talk und Kaolinit (Nakrit) von den Glimmern zu sondern. — Die petrographisch wichtigsten Glimmerarten pflegt man Kaliumglimmer (Muskowit oder Phengit, Sericit), Natriumglimmer (Paragonit) und Magnesiumglimmer (meist Biotit[1]), Phlogopit und Lepidomelan) zu nennen.

Muskowit ist gewöhnlich ein silberweisser Glimmer, nur in eisenreichen Abarten dunkel, in welchem das Silikat $HK, Al^2 Si^2 O^8$ (43 SiO^2, 37 Al^2O^3, 17 K^2O, 3 H^2O) nach Rammelsberg und Roth überwiegt, aber mit einem entsprechenden Magnesium-, Eisen- und Mangansalze verbunden ist, so dass selten über 10% Kali bei Analysen angegeben sind. Optisch gilt der grosse Winkel der optischen Achsen und die geringere Absorption für das Kennzeichen des Muskowites.

Sericit ist eine derbe, in dünnen Teilchen nicht elastisch biegsame, seidenglänzende Abart des Muskowites.

Im Paragonit scheint das Silicat $HNaAl^2Si^2O^8$ (46 SiO^2, 39 Al^2O^3, 12 Na^2O, 3 H^2O) mit dem analogen Kaliumsalze und zuweilen mit entsprechenden Magnesium- und Calciumsalzen verknüpft zu sein, Fluor aber zu fehlen. Das Mineral ist nur in Form sehr zarter lebhaft polarisierender Schuppen bekannt.

Biotit werden die dunkleren, meist braunen magnesiumreicheren Glimmer genannt, deren optische Achsen, einen sehr spitzen Winkel bildend, beinahe zusammenfallen, so dass Biot diese Glimmer einachsige nannte. Sie zeigen starken Pleochroismus und kräftige Absorptionsunterschiede. Rammelsberg nimmt darin die Halbsilikate $m\overset{I}{R}{}^4 SiO^4 + n\overset{II}{R}{}^2 SiO^4 + o\overset{VI}{R}{}^4 Si^3O^2$ an. Die Analysen ergeben gewöhnlich an 40% $Si\,O^2$, einen von 6% bis fast 34% steigenden Gehalt an Al^2O^3; Fe^2O^3,

[1]) Was man Biotit genannt hat, wird jetzt oft in „Meroxen“ und „Anomit“ nach Tschermaks Vorgang getrennt. — Die lithionhaltigen Kaliumglimmer (sog. Lithionglimmer) sind selten petrographisch wichtig.

bisweilen nur spurenweise vorhanden, steigt bis über 37%; *FeO* von 0 bis über 23%. Magnesia wird bis zu mehr als 30%, K^2O bis fast 11%, Na^2O bis über 5%, H^2O bis fast 4,5% gefunden. Der Fluorgehalt kann über 4% steigen.

27. Schörl (dunkler Turmalin) Rhomboedrische, hemimorph krystallisierende, meist in Gestalt 3-, 6- und 9seitiger Säulen von H. 7 und sp. G. 3—3,2 auftretende Silikate (36—39% SiO_2), welche neben Aluminium (30 bis 35% Al^2O^3) und Bor (8—13% B^2O^3) noch Magnesium (bis 15% *MgO*), Eisen (bis über 17% *FeO*), Alkalimetalle, Wasserstoff (bis 4% H^2O), und gewöhnlich etwas Fluor (meist unter 1%) enthalten. Nach Rammelsberg liegen die Moleküle $\overset{I}{R}{}^6 Al^4B^2Si^4O^{20}$ und $\overset{II}{R}{}^3Al^4B^2Si^4O^{20}$ zu Grunde. Der Turmalin ist optisch negativ, stark doppelbrechend, dichroitisch und namentlich an der sehr starken Absorption des ordinären Lichtstrahls optisch erkennbar.

28. Granat. Tesserale, gewöhnlich in roten bis braunen oder schwärzlichen Rhombendodekaedern oder im Ikositetraeder 202 auftretende, die H. 7—7,5 zeigende Silikate von der allgemeinen Formel $\overset{II}{R}{}^3\overset{VI}{R}{}^2Si^3O^{12}$. Das specifische Gewicht ist am kleinsten (3,5—3,6) bei den Granaten mit vorwiegendem $Ca^3Al^2Si^3O^{12}$, erreicht und übersteigt aber 4,1 in solchen mit vorwiegendem $Fe^3Al^2Si^3O^{12}$.

29. Epidot. Monokline Körper vom sp. G. 3,36 bis 3,5 und H. 6—7, in welchen ein schwach wasserstoffhaltiges Aluminium-Calciumsilikat $H^2Ca^4Al^6Si^6O^{26}$ von dem entsprechenden Eisen-Calciumsalze $H^2Ca^4Fe^6$ Si^6O^{26} begleitet ist. Sie enthalten Spuren von Chlor und von Bor und zuweilen noch basische Elemente, z. B. Alkalien. Der Epidot ist gewöhnlich grüngefärbt (sehr oft pistazgrün), er zeigt starken Pleochroismus.

30. Zoisit ist vorwiegend das Silikat $H^2Ca^4Al^6$ Si^6O^{26} mit geringem Zusatze von $H^2Mg^4Fe^6Si^6O^{26}$ und von $H^2Ca^4Fe^6Si^6O^{26}$ in rhombischer Krystallisation. Das sp. G. des Zoisit wird nur wenig niedriger als das des

Epidotes angegeben = 3,25—3,36, seine Härte ist = 6. Die Farbe ist meist weisslich bis grau. Der grösste Teil des früher Saussurit genannten Felsgemengteils ist Zoisit.

31. Dichroit oder Cordierit ist ein gewöhnlich eisenhaltiges Magnesium-Aluminium-Silikat, etwa $Mg^3Al^6Si^8O^{28}$ (51 SiO^2 35 Al^2O^3 14 MgO) mit entsprechendem Kalk- und Eisensalz. Er bildet rhombische, glasglänzende bis fettglänzende, meist von Basis, beiden vertikalen Pinakoiden und einem oder 2 Prismen begrenzte, muschelig brechende Krystalle von H. 7—7,5, sp. G. 2,60—2,66. Diese können, wenn sie nur schwach gefärbt sind, also den Pleochroismus nicht zeigen, leicht mit Quarz verwechselt werden, zumal da der Dichroit von Säuren sehr langsam angegriffen wird. Er ist aber, wiewohl schwierig, schmelzbar und die natürlichen Vorkommnisse zeigen fast sämtlich sehr bedeutende Umwandlungserscheinungen, da das Mineral, wie die deutliche alkalische Reaktion zeigt, in Wasser angreifbar ist.

32. Pinit = wasserstoffhaltige Kalium-Eisen-Aluminiumsilicate, welche gewöhnlich als Pseudomorphosen nach Dichroit, nach Feldspäten etc. auftreten, sp. G. 2,74 bis 2,85 und H. 2—3 besitzen, in Dünnschliffen mit grünen Farbentönen durchscheinend sind und meist Aggregatpolarisation zeigen. Man findet 45—56 SiO^2, 25—34 Al^2O^3, 4—12 Fe^2O^3, 6—12 K^2O, 4—8 H^2O, bisweilen auch MgO, FeO etc. in kleinen Mengen.

33. Glaukonit = wasserstoffhaltige Kalium-Eisensilikate mit untergeordnetem Aluminiumgehalt etc. Schiesspulverähnliche, oft auch in Gestalt von Foraminiferen-Steinkernen auftretende, schwarzgrüne bis grasgrüne Körner und erdige Flecken bildend, von einer um 2 schwankenden Härte und einem 2,29—2,35 betragenden specifischen Gewicht. Man findet 43—55 SiO^2, 1—9 Al^2O^3, 20—32 Fe^2O^3, 3—7 FeO, 4—15 K^2O, 4—14 H^2O. Die gründurchscheinenden Teilchen zeigen sich durch Einwirkung auf polarisiertes Licht krystallinisch, doch ist eine genauere Untersuchung der Gestaltungsverhältnisse noch unausführbar.

34. Grünerde oder Seladonit werden weiche (H. 1—2) ziemlich schwere (sp. G. 2,8—2,9) Hydrosilicate genannt, welche mit 40—51% SiO^2 und 3—10% Al^2O^3, 7—19% Wasser bei den Analysen noch über 20% FeO, auch oft etwas Magnesia, Kalkerde und meist Alkalien zeigen. Die Mineralien sind grüngefärbt und mit grüner Farbe durchscheinend, sie zeigen oft Aggregatpolarisation, doch scheinen auch amorphe Grünerden zu existieren. — Oft in Pseudomorphosen nach Augit etc. auftretend.

35. Chlorite. Wenn die Mineralogie nach Krystallsystem und chemischem Bestande auch genötigt ist, mindestens drei Chlorite (Klinochlor, Pennin und Ripidolith) zu trennen, so sind diese Substanzen doch petrographisch so ähnlich, dass wir unterlassen, sie gesondert zu besprechen. Es sind wasserstoffhaltige Silicate von Magnesium und Eisen, die zugleich Aluminium enthalten — etwa Molekularverbindungen von Magnesium- (Eisen) Halbsilikat und Aluminiumhydroxyd. Im monoklinen Klinochlor und im hexagonalen Pennin ist oft die Normalzusammensetzung 32 SiO^2, 18 Al^2O^3, 4 FeO, 33 MgO, 13 H^2O, im Ripidolith 26 SiO^2, 21 Al^2O^3, 24 FeO, 17 MgO, 12 H^2O. Deutliche Spaltbarkeit in dünne, perlmutterglänzende, biegsame, doch meist nicht elastische Blättchen von sechsseitigem Umrisse, grüne bis schwärzliche Farbe, ein sp. G. 2,6—3 (erheblich geringer als bei Glimmern), H. 1,5—3, kräftige Einwirkung auf polarisiertes Licht, oft auch starker Pleochroismus, und beträchtliche Absorption kennzeichnen die Chlorite, welche oft als Umbildungsprodukte anderer Mineralien (Granaten, Augite, Hornblenden etc.), bisweilen sogar als Pseudomorphosen auftreten. — Der Delessit ist ein in Mandelsteinen häufiger Chlorit.

36. Hornblenden (Amphibole). — Die Stoffgruppen $m\overset{II}{R}SiO^3 \pm n\overset{VI}{R^2}Si^3O^9 \pm o\overset{I}{R^2}SiO^3$ bilden im rhombischen, monoklinen und triklinen System isopleomorphe Substanzen, welche mehr oder minder intensiv gefärbt, glasglänzend, vom 5. bis 6. Grade hart sind, und welche

man als Augit-Hornblendereihe zusammenfasst. Kürzer ist der Ausdruck: „Erebennitreihe“, die betr. Mineralien pflegen ja die Gesteine dunkel (ἐρεβεννος) zu machen. Hornblenden sind diejenigen Glieder der Reihe, welche in ihren Grundformen ein Prisma von 124°—124½° hervortreten lassen, ein sp. G. 2,9—3,3 besitzen, und gewöhnlich Fluor und Titan enthalten. Unter den zweiwertigen Radikalen spielt bei den Hornblenden das Magnesium eine grosse Rolle, so dass oft das Calcium zu Eisen und Magnesium nur im Verhältnisse 1:3 vorhanden ist. Dabei zeigen die Hornblenden in der Regel starken Pleochroismus und bedeutende Absorbtionsunterschiede. Die petrographisch wichtigen Hornblende-Abarten sind sämtlich monoklin, haben ihre optischen Achsen in der Längsfläche (Symmetriebene) und sind bei allem Wechsel der Grösse des Achsenwinkels und der Lage der Elasticitätsachsen zu den krystallographischen dadurch ausgezeichnet, dass die eine der Elasticitätsachsen mit der krystallographischen Hauptachse nur zwischen 1 und 18° wechselnde Winkel bildet. Also ist nur geringe Auslöschungsschiefe vorhanden. Am häufigsten findet man:

a. basaltische Hornblende. Meist braun durchscheinende, auf den Spaltflächen nach ∞ P lebhaft glasglänzende Krystalle, selten mehr als 5mal so lang als breit, oft rundkantig, doch mit deutlichen Endflächen (*OP* . + *P*. etc.).

b. Gemeine Hornblende. Meist dunkelgrün durchscheinend; auf den Spaltflächen nach ∞ *P* oft wegen faseriger Beschaffenheit seidenglänzend; kurze Prismen und tafelähnliche Krystalle ohne deutliche Endflächen oder mit „ausgefransten Enden“ sind häufig.

c. Strahlstein (Aktinolith), langstrahlige, oft eigentümlich gruppierte Krystalle, dunkelgrün bis lichtgrün, dann in den fast eisenfreien Tremolit übergehend.

d. Glaukophan. Blau durchscheinende, natriumreichere Hornblende.

37. Augite oder Pyroxene heissen jene Ereben-

nite, welche auf ein Prisma von ca. 87°[1]) zurückführbare, meist das sp. G. 3,2—3,5 zeigende, gewöhnlich kalkreiche und fluorfreie Krystalle bilden.

Petrographisch wichtig sind:

A. Monokline Augite. Gewöhnlich durch das Fehlen der deutlichen Spaltbarkeit nach dem Prisma und durch muscheligen Bruch, durch die Gestaltung der Umrisse, durch geringen Pleochroismus und schwache Absorbtion, sowie dadurch ausgezeichnet, dass die eine der optischen Elasticitätsachsen mit der Hauptachse des Krystalles in der Symmetrieebene einen Winkel von 38° 44′ bis 54′ bildet, dass also eine bedeutende Auslöschungsschiefe vorhanden ist. Die Mineralien haben starke positive Doppelbrechung und bekommen im polarisierten Lichte sehr leuchtende Interferenzfarben, die natürlich von der Dicke der Schliffe und der Lage der Krystalle abhängen.

a. Gemeiner Augit: makroskopisch mehr oder minder undurchsichtig scheinend, wird derselbe doch in Dünnschliffen sehr pellucid. Eisenreichtum und Gegenwart von Aluminium pflegt die Farben zu verdunkeln. Spaltbarkeit kommt nur selten zur Geltung.

b. Salit: weisse bis wasserhelle aluminiumfreie und sehr eisenarme Augite der sog. Diopsidreihe.

c. Diallag. Vollkommen spaltbar nach dem Orthopinakoid, die Spaltfläche meist vertikal gestreift oder gefasert, metallartig perlmutterglänzend, oft schillernd. Nach dem Orthopinakoid ist zugleich eine schalige Zusammensetzung vorhanden. Die Härte soll nur 4 betragen.

B. Rhombische Augite. Das Krystallsystem ist optisch nachweisbar; gegen die Art anderer Augite fehlt diesen Mineralien der Kalk.

d. Enstatit fast reines $MgSiO^3$ (60 SiO^2 40 MgO) meist weisslich. In Meteoriten häufig; auch in irdischen Gesteinen, besonders Serpentin und Olivinfels.

---

[1]) Augit und Hornblende sind krystallographisch in ähnlichem Verhältnis wie die Humittypen. Das Quer-Achsenverhältnis eines Prismas von 87° und eines von 124° 26′ ist = 1:2 (tan 43° 30′ = 0,9491. — 2.0,9491 = 1,8982. 1,8807 = tan 62°).

e. Hypersthen, neben $Mg^3Fe^2Si^5O^{15}$ oft Aluminium und sechswertiges Eisen enthaltend, mit vollkommener Spaltbarkeit und metallartig schillernder Spaltfläche.

38. Olivin (Peridot). Die isomorphe Mischung der Substanzen Mg^2SiO^4 (44 SiO^2 56 MgO) mit Fe^2SiO^4 (29 SiO^2 71 FeO), rhombisch krystallisierend in Gestalt rechteckiger Tafeln etc. mit sp. G. 3,2—3,5 und H. 7, gewöhnlich glasglänzend, olivengrün, durchsichtig bis durchscheinend, den Zersetzungen in hohem Masse unterworfen. Meist lebhaft chromatisch polarisierend.

39. Serpentin. Hydrosilicat von Magnesium und oft von Eisen $m\,(H^4Mg^3Si^2O^9) + n\,(H^4Fe^3Si^2O^9)$, in eisenfreier Varietät 44 SiO^2, 43 MgO, 13 H^2O, gewöhnlich nur bis 13% FeO enthaltend, von sp. G. 2,5—2,7, H. 3—4 (schneidbar), wenig glänzend bis matt, durchscheinend bis undurchsichtig, grün und weiterhin meist düster gefärbt durch Einmengungen. — Man vermag bei mikroskopischer Beobachtung zu erkennen, dass der Serpentin zweiachsig doppelbrechend ist, obwohl er meist nur Aggregatpolarisation zeigt.

40. Talk (in derben Vorkommnissen Steatit) = Hydrosilikat von Magnesium ($H^2Mg^3Si^4O^{12}$) mit 63,5 SiO^2 31,7 MgO und 4,8 H^2O ist ein fettig anzufühlender weicher Körper, H. 1—1,5, von 2,6—2,8 sp. G., welcher gewöhnlich mit grünlich silberweisser Farbe auftritt, in der krystallinischen Abart sehr dünne, glimmerähnliche, doch nicht elastische und unschmelzbare Spaltblättchen liefert und als dem rhombischen System angehörig sich bei optischer Untersuchung zeigt.

42. Titanit (Sphen). Kieseltitansaures Calcium $CaSiTiO^5$, vom sp. G. 3,4—3,6 und H. 5—5,5, diamantglänzende monokline Krystalle bildend, ist ein nicht seltener „Uebergemengteil" vieler Gesteine.

43. Kalkspat (Calcit) = Rhomboedrisch krystallisiertes Calciumcarbonat $CaCO^3$ vom sp. G. 2,72 ±, und H. = 3, im reinen Zustande wasserhell, stark negativ doppeltbrechend; häufig mit wiederholter Zwillingsbildung nach der Basisfläche, und dann auf den rhomboedrischen Spaltblättern in der Richtung der grossen Diagonale

Zwillingsstreifung zeigend, seltener nach anderen Flächen hemitrop. Der Kalkspat ist eines der häufigsten Mineralien, er kommt in den Gesteinen sehr oft mit isomorphen Beimengungen anderer Carbonate vor, sehr gewöhnlich auch mit vielerlei mechanischen Verunreinigungen.

44. Der Dolomit, z. T. Bitterspat etc. $CaMgC^2O^3$ ist durch eine grosse Anzahl isomorpher Zwischenglieder mit dem Kalkspat verknüpft (durch dolomitische Kalkspäte und kalkhaltige Dolomite), durch andere mit dem Magnesit $MgCO^3$. Er ist härter (H. 3,5—4,5) und schwerer (sp. G. 2,85) als der Kalkspat, wird auch nur durch Einwirkung heisser Säuren dahin gebracht, seine Kohlensäure (unter Aufbrausen) abzugeben.

45. Eisenspat, Spateisenstein, Siderit heisst das Eisencarbonat, welches ebenfalls zu der isomorphen rhomboedrischen Reihe gehört, $FeCO^3$ vom sp. G. 2,8, H. 3,5—4,5.

46. Geringere petrographische Verbreitung hat der gleichfalls zugehörige Zinkspat oder Galmei z. T.

47. Rhombisches Calciumcarbonat $CaCO^3$ bildet den Aragonit, der in der Natur minder häufig als die erstgenannte dimorphe Substanz (der Kalkspat) vorkommt. Der Aragonit hat H. 3,5—4,5, sp. G. 2,9 $\pm$. Er ist oft in gefärbten, namentlich gelblichen und rötlichen Abarten vorhanden, zeigt glasglänzenden muscheligen Bruch und ist negativ doppeltbrechend. Beim Erhitzen geht er zuerst in Kalkspat über, bevor er zu Aetzkalk wird.

Sehr oft weist die Analyse ein wenig Strontium, auch Baryum und Blei nach.

In wärmeren Gegenden spielen auch Natriumcarbonate eine geologische und petrographische Rolle; in Fezzan soll Trona (Urao) = Na, H, C, O^4 als Baustein dienen.

48. Gyps, Hydratisiertes Calciumsulfat H^4, Ca, S, O^6 21 H^2O, 33 CaO, 46 SO^3, vom sp. G. 2,3 und H. 2 (stark verschieden in verschiedenen Richtungen). Monoklin krystallisiert, leicht nach 3 verschiedenen Flächen in rautenförmige dünne Blätter spaltbar.

49. Anhydrit, Calciumsulfat $CaSO^4$ mit $41 Ca$, $49 SO^3$, vom sp. G. 2,8—3 und der Härte 3,5—3 krystallisiert rhombisch und spaltet nach den drei rechtwinkelig zueinander stehenden Pinakoiden.

50. Apatit ist chlor-, bez. fluorhaltiges Calciumphosphat $m(Ca^{10}P^6O^{18}Cl^2) + nCa^{10}P^6O^{18}F^2)$, ein hexagonal, gewöhnlich in langgestreckten, quergespaltenen Prismen mit Geradendfläche krystallisiertes Mineral vom sp. G. 3,2 $\pm$ und H. 5.

Zu den soeben kurz aufgezählten Mineralien kommen noch Kohlenwasserstoffe (Erdöle etc.) und oxydierte Kohlenwasserstoffe wie Asphalt, sog. Braunkohle, Schwarzkohle und Anthracit hinzu, welche Substanzen jedoch als eigentliche Mineralien nicht wohl gelten können, weil sie weder eine ganz bestimmte chemische Zusammensetzung, noch weniger aber charakteristische Formeneigenschaften haben.

In vielen Silikatgesteinen treten ferner glasartige amorphe Körper (vulkanische Gläser) in grösserer oder geringerer Verbreitung auf, die ebensowenig als Mineralien gelten dürfen. Mit diesen zugleich sind auch Krystalliten (d. h. embryonale Krystalle) und Krystallitengruppen vorhanden, so gewisse Sphaerolithen, deren Substanz nicht eine feste, gleichbleibende chemische Zusammensetzung hat.

3. Auftreten der felsbildenden Mineralien.

Ist es überhaupt selten, dass man feste Substanzen in ganz reiner Masse, ohne Einlagerung anderer Körper findet oder künstlich herstellt, so gilt besonders von den gesteinsbildenden Mineralien, dass dieselben Einschlüsse mancher Art umfassen und oft den Raum unvollkommen erfüllt haben, also Lücken, Poren und Höhlungen (z. T. als „negative Krystalle") zeigen. In vielen Fällen sind die Interpositionen so gewöhnlich und so charakteristisch, dass ihr Auftreten das umschliessende Mineral (den Wirt) bezeichnet und in Zweifelsfällen dessen Erkennung erleichtert. (Nosean, Leucit, Hypersthen etc.) Die Ein-

schlüsse sind oft auch von grosser Bedeutung für die Ermittelung der Entstehung der umschliessenden Mineralien: Einschlüsse zweifellosen Gesteinsglases zeigen z. B., dass der Wirt sich in einer glutflüssigen Masse befunden haben muss.

Einschlüsse flüssiger Kohlensäure, welche durch mikroskopische Untersuchung als sehr verbreitet nachgewiesen worden sind, und durch die ungemein starke Expansion[1]) der Flüssigkeit erkannt werden, beweisen, dass bei Entstehung des Wirtes ein Druck von mindestens 60—70 Atmosphären geherrscht haben muss — also entsprechend der Pressung einer Wassersäule von 600—700 m, oder einer Gesteinssäule von 200—250 m Höhe.

Flüssigkeitseinschlüsse anderer Art geben Zeugnis, dass beim Eintritte des Fluidums in den betr. Hohlraum die Flüssigkeit als tropfbare vorhanden war, z. B. als Wasser oder als wässerige Salzlösung. Schwimmen Krystalle in der Salzlösung, so muss diese eine übersättigte gewesen sein, als sie vom Wirte umschlossen wurde, ein Umstand, der zur Annahme einer ansehnlichen Temperatur bei der Bildung des Wirtes nötigt.

Von ursprünglichen Einschlüssen sind die auf Kosten der Mineralien in denselben entstehenden Umwandlungsgebilde sorgfältig zu unterscheiden.

Die vollkommenste Ausbildung erlangen die Mineralsubstanzen als Krystalle mit ringsum ausgebildeter polyedrischer Umgrenzung und scharfen Kanten. In dieser Form finden wir „eingesprengte Krystalle“ in vielen Gesteinen. Solche Krystalle müssen, als sie sich bildeten, nach allen Richtungen hin zu wachsen fähig gewesen sein. Erfahrungsmässig setzt eine solche Ausbildung ein nachgiebiges umgebendes Medium von ähnlicher Dichtigkeit wie die entstehenden Krystalle voraus. (Konzentrierte Salzlösungen, schlammartige Massen oder Schmelzflüsse.) — Wachstums-Unterbrechungen oder Veränderungen der

---

[1]) Die für gewöhnlich durch dampfförmige Kohlensäure erfüllte „Libelle“ in den die flüssige Kohlensäure einschliessenden blasenähnlichen kleinen Hohlräumen verschwindet bei Erwärmung des Dünnschliffes schon bei 30⁰.

chemischen Beschaffenheit der Umgebung machen sich durch zonalen Bau der entstehenden Krystalle bemerkbar.

Ringsum gleichmässig ausgebildete eingesprengte Krystalle können vor der Entstehung der sie umgebenden Gesteinsmasse, gleichzeitig mit dieser, und nach der Zusammenführung derselben entstanden sein, aber vor der Erstarrung des Muttergesteines müssen sie ihren Platz eingenommen haben. Die Albitkrystalle im Kalkstein vom Col du Bonhomme, die Granatkrystalle etc. in Glimmerschiefern u. dergl. können nicht entstanden sein, nachdem die Gesteine ihre jetzige Festigkeit erlangt haben. Praeexistente eingesprengte Krystalle enthalten in geschlossenen Höhlungen etc. gewöhnlich anders geartete oder anders gestaltete Einschlüsse als die umgebende Gesteinsmasse, man wird z. B. in den praeexistierenden grossen Hornblendekrystallen vieler Laven ansehnlich grosse, wohl ausgebildete Apatitkrystalle beobachten, die in solcher Form im übrigen Gestein nicht vorkommen. — Coaetane eingesprengte Krystalle zeigen besonders an Stellen, wo eine etwas unvollkommene Krystallisation stattfand, z. B. an den „ausgefranst“ erscheinenden Krystallenden, eine Verflechtung mit dem umschliessenden Gestein, bei mikroskopischer Untersuchung erweisen sie durch Lage und Stellung, dass sie an allen Stellen ihres Auftretens unter gleichen Verhältnissen stehen. — Krystalleinsprengungen nachträglicher Entstehung umschliessen nicht selten wie die Gypse vieler Thonlager oder wie die Quarze mancher Thonmergel und vieler Lignite axial und radial gestellte, der umgebenden Gesteinsmasse entstammende, Einschlüsse, sie haben oft deutliche Spuren der Druckwirkung des wachsenden Krystalles auf die umgebende Masse hinterlassen.

Die kleinsten wirklichen Krystalle, welche man in Gesteinen bei mikroskopischer Untersuchung meistens in unerwarteter Menge wahrnimmt, sind Mikrolithen; diese haben schon bestimmte optische Eigenschaften, während Krystalliten jene Körper genannt werden, welche das Licht nicht polarisieren und keine bestimmte Differenzierung der Elasticität wahrnehmen lassen.

Den Krystallen ganz ähnlich verhalten sich Krystallgruppen in den Gesteinen; sie unterscheiden sich von den Einzelkrystallen, Zwillingen etc. oft nur durch die mehr oder minder regellose Verknüpfung der Individuen und durch die Störungen, welche ein Krystall im Wachstum und der Entwickelung seines Nachbars hervorgerufen hat. Wir haben nur darauf hinzuweisen, dass solche Gruppen zuweilen gleichzeitig aus mehrerlei Krystallen gebildet sind.

Auch Krystalliten häufen sich zu Gruppen, die unter Umständen erhebliche Grösse[1]) erreichen, z. B. als Sphärolithen, welche vermöge ihrer radial faserigen Struktur und Zusammensetzung auf polarisiertes Licht wirksam werden, oft in Gesteinsdünnschliffen mit bei Drehung des Präparates feststehenden kreuzähnlichen Interferenzfiguren hervortreten. Meistens bleiben aber die Krystalliten und Krystallitengruppen mikroskopisch klein.

Sehr häufig erscheinen die Mineralien in Gesteinen als Krystalloide und Körner, d. h. als Körper, welche nach Spaltung etc. die Krystallisation bekunden, aber keine scharfen Kanten, oft nur gerundete Umrisse zeigen (z. B. Feldspataugen im Augengneiss). Man kann nicht in jedem Falle erkennen, ob die Krystalloide unfertige Krystalle sind, welche durch benachbarte Mineralien an allseitiger Ausbildung gehindert wurden, oder ob sie allseitig vollkommen ausgebildet waren und durch äussere Einflüsse (Schmelzung, teilweise Auflösung in dem umgebenden Gesteinsmedium, oder chemisch umwandelnde Einwirkung desselben, Abrollung) verändert wurden. Namentlich Hornblende und Feldspat zeigen Verhältnisse, welche bald dieser bald jener von solchen Deutungen entsprechend scheinen.

Aufgewachsene Krystalle, d. h. solche, welche in ihrem ganzen Bau bekunden, dass die freie Ausbildung von vornherein nur nach bestimmten Richtungen erfolgte, nach anderen aber durch feste Mineralsubstanz gehemmt

---

1) Im Porphyr des Langenberges bei Wieda am Harz kommen hühnereigrosse Sphärolithe vor. Sphärolithenschalen in Thüringer Kugelporphyren deuten noch grössere an.

war, kommen in den Gesteinen sehr oft vor. Es ist freilich nicht immer leicht, diese Verhältnisse noch später zu erkennen, wenn ein ursprünglich freier Raum vollständig durch die Krystallisation erfüllt wurde; leicht dagegen ist der Nachweis, wo entweder noch freier Raum (in Drusen, Mandeln, Klüften etc.) vorhanden, oder wo dieser durch jüngere Mineralbildungen ähnlicher Art eingenommen ist, oder endlich, wo das „aufgewachsene" Mineral Afterkrystalle von klar erkennbarer Form bildet.

Krystallbruchstücke, Spaltstücke, Splitter etc. werden sehr oft in Gesteinen wahrgenommen. Liegen dabei öfters zusammengehörige Bruchstücke so nahe aneinander, dass man im Handstücke oder gar im Schliffe dieselben als Teile eines Krystalles erkennt, so deuten diese Trümmer auf Vorgänge bei der Gesteinsbildung oder auf Umwandlungsvorgänge und Bewegungsphänomene späteren Datums, welche geologisch von grosser Bedeutung sind. Ursprüngliche Zerreissung und Zerberstung ist anscheinend sehr häufig bei manchen vulkanischen Gesteinsbildungen; die spätere oder nachträgliche Verschiebung von Krystallteilen entspricht der gleichen Erscheinung, welche sehr oft bei organischen Resten mancher Gesteine wahrgenommen werden kann.

Sandartige, abgeriebene und mit Spuren von Reibung und Druck mehr oder minder stark behaftete Krystallbruchstücke finden sich in einigen Felsarten in überwiegend grosser Menge. Die zusammengehörigen Bruckstücke liegen dann selten nahe aneinander; sie sind kaum als zusammengehörig erkennbar, der Abreibung wegen. Grössere und kleinere Bruchstücke sind gewöhnlich der Schwere nach gesondert; nur zuweilen finden sich in den Zwischenräumen grösserer die kleineren Trümmer.

Wichtig ist das nicht selten beim Quarz von Sandsteinen etc., weniger oft auch bei anderen Mineralien wahrgenommene Verhalten „ausgeheilter" Roll- und Bruchstücke. Klare Substanz desselben Minerales bildet über dem Sandkorn eine mit Krystallflächen begrenzte Deckschicht, die sich wie ein „aufgewachsenes" Mineral

verhält, aber oft krystallographisch nach der Stellung des Kornes orientiert ist.

In gewissen Gesteinen findet sich ein einzelnes Mineral in so überwiegender Menge, dass man dasselbe als den Bestandteil der betr. „einfachen“ Felsart allein für massgebend hält, z. B. Kalkspat in den meisten Kalksteinen; in anderen Gesteinen aber finden wir regelmässig mehrere Mineralien zusammen: sie sind die „Gemengteile“ des Gesteines. Es gilt von diesen „gemengten Felsarten“, was Agricola [1]) als Kennzeichen der „genera mista fossilium“ aufführte: dieselben bestehen aus mehreren allseitig miteinander gemengten Mineralien; ein kleiner Teil des Gemenges ermangelt keiner der Substanzen, welche im ganzen Gesteine sich befinden; durch Feuersgewalt vermag man kaum einen der Gemengteile von den andern zu sondern.

Vielfach kann man Altersunterschiede der Mineralien in den Gesteinen feststellen. Oft ist eine Unterscheidung nur möglich zwischen sekundären und primären Mineralien, wobei man alle jene Substanzen, welche durch Infiltration oder durch Veränderung vormaliger Mineralelemente der Felsart als Sekretionen entstanden sind, sekundäre nennt. Diese sekundären Mineralien fallen zum grössten Teile zusammen mit den oben von uns „aufgewachsene“ genannten; nur in einigen wenigen Fällen sehen wir aufgewachsene Mineralien für primär an, wenn sie nämlich der Art und den Wachstumsverhältnissen nach übereinstimmen mit Substanzen, welche sonst das Gestein zusammensetzen (Quarz und Orthoklas in manchen Graniten, Augite, Feldspäte etc. in gewissen Blasenräumen vulkanischer Gesteine, analog den Krystallen in manchen Höhlungen künstlich erzeugter Schlacken, z. B. denen der Eisenfrischschlacken).

Nicht selten aber lassen sich Altersunterschiede unter den primären Mineralien nachweisen, wie wir oben schon angedeutet haben.

Infiltrationen nennen wir alle von aussen, ohne Veränderung der gesteinsbildenden Mineralien in das Gestein

---

1) De natura fossilium Liber I. S. 575 der Baseler Ausgabe von 1557.

gelangten Substanzen. Von Spalten und Klüften aus pflegen sich diese Infiltrationen zu verbreiten. Abgesehen von etwaiger technischer Wichtigkeit besitzen viele der Infiltrationen grosse geologische Bedeutung. Zuweilen mag der Eintritt fremder Mineralien durch aufsteigende Quellen und Gasexhalationen vermittelt worden sein; doch stammt der grösste Teil der infiltrierten Substanzen von oben und wird durch in die Tiefe sinkendes Wasser zugeführt. Es muss darauf hingewiesen werden, dass die Infiltrationen in zahlreichen Fällen von Gesteinen herrühren, die nicht mehr über jener Stelle vorhanden sind, wo wir in Gängen etc. die Einsickerungsprodukte antreffen. Immer muss man sich erinnern, dass auf Festlandsgebieten die Abtragung schon ungeheure Massen von Gesteinen hinweggeführt hat.

Sekretionen heissen die Mineralien, welche unter Mitwirkung hinzutretender Substanzen, Wasser, Kohlensäure, Schwefelwasserstoff etc. aus den Mineralkörpern des Gesteins sich gebildet haben. Oft geben sie einen vortrefflichen Anhalt zur Erkennung der Gesteinszusammensetzung oder zur genaueren Bestimmung wichtiger Felsgemengteile: sie stellen gewissermassen makroskopische Reaktionsprodukte der in der Natur verbreiteten Lösungsmittel auf die ursprünglichen Felsgemengteile dar: Die Sekretion von Analcim und Natrolith deutet z. B. auf Gesteine, in denen ein Natrium-Aluminiumsilikat, etwa Nephelin, eine erhebliche Rolle gespielt hat, die Sekretion von Kalkspat und von Calciumzeolithen auf ein an Kalkfeldspat reiches Gestein etc.

Konkretionen sind Stoffanhäufungen, welche an kleinen Teilen des Bildungsraumes eines Gesteines zusammengeführt werden. Meistens hat ein Vorgang unvollkommener Krystallisation dabei stattgefunden und einen im Gesamtgestein sonst verteilten und zerstreuten Stoff örtlich in grösserer Menge gesammelt und ausgeschieden, wobei rundliche oder nierenförmige Körper entstanden sind (Geoden, Lösskindchen, Phosphoritknollen etc.). Septarien sind solche Konkretionen (Geoden), welche im Innern klaffende Spalten häufig in gewissermassen sternförmiger Anordnung zeigen.



Viele Gesteine enthalten Bruchstücke von fremden Felsarten, die z. T. in fast unverändertem, zum anderen Teile in erheblich modifiziertem Zustande eingeschlossen worden sind. Während es zweckmässig ist, jene Gebirgsarten, bei denen das Auftreten fremder Gesteinsstücke wesentlich ist und den Charakter bestimmt, für sich zu betrachten, sind die Felsarteneinschlüsse, deren Vorhandensein auf besonderen örtlichen Bedingungen beruht, an dieser Stelle zu erwähnen.

Hierher gehören u. a. vereinzelte Trümmer älterer Gesteine in gewissen Kalksteinen, ferner die isolierten Einschlüsse in Laven älterer und neuerer Zeit, die Schiefereinschlüsse in Graniten etc.

Es gibt Fälle, in welchen fremdartige Mineralgemenge in einem Gesteine zwar häufig vorkommen, aber doch nicht leicht ihren Ursprung verraten; man hat z. B. betreffs der oft über kopfgrossen Olivinkugeln in Basalten gestritten, ob es sich um ausgeschiedene Krystallgruppen, also gewissermassen um Konkretionsgebilde, oder um eingeschlossene Felsarten handle — hinsichtlich gewisser granitähnlicher Massen, ob man es mit Sekretionen oder mit gangförmig eingedrungenen Gesteinen zu thun habe etc. — In solchen Zweifelsfällen empfiehlt es sich, einen Ausdruck zu gebrauchen, welcher Konkretionen, Sekretionen und Einschlüsse zusammenzufassen vermag: man bezeichnet diese verschiedenartigen Dinge als „accessorische Bestandmassen“. Mit diesem Ausdrucke kann man auch in den Fällen des Vorkommens petrographisch verschiedener Gesteine in einer geotektonischen Einzelmasse (Lavenströme mit Glasrinde etc.) die untergeordneten und die durch Umwandlung erzeugten Massenteile bezeichnen.

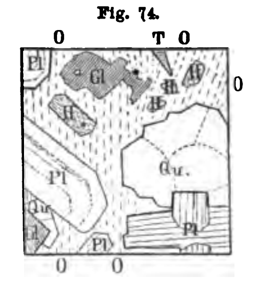
Gefüge, Gewebe und Absonderung der Gesteine.

Die Anordnung der Mineralien im Gestein bedingt das Gefüge oder die Struktur. Wir unterscheiden einfache Strukturen, welche durch grössere Gesteinsmassen gleichmässig erscheinen von zusammengesetzten, welche

im Gefüge voneinander abweichendes Material innig verbunden zeigen. Zu den einfachen Strukturen rechnen wir:

das krystallinische Gefüge. Dieses unterscheidet man in phanerokrystallinisches, d. h. mit unbewaffnetem

Fig. 74.

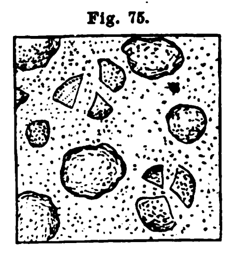


$\frac{5}{1}$ **Phanero-krystallinisch-körniges Gefüge. Granit von Zella bei Suhl.**

Grosse Krystalloide von Orthoklas: O, grenzen unregelmässig aneinander; darin liegen Plagioklaskrystalle: Pl, z. T. mit zonalem Bau; — dunkle Glimmer: Gl und Hornblende: H (beide mit Apatiteinschlüssen und Magneteisenpünktchen), sowie Titanit: T. Die Umrisse der Quarzkörner: Qu sind durch Orthoklas-, Plagioklas- und Glimmerflächen bestimmt.

Auge als krystallinisch erkennbares, und kryptokrystallinisches. — Der Art der krystallinischen Teile nach kann

Fig. 75.

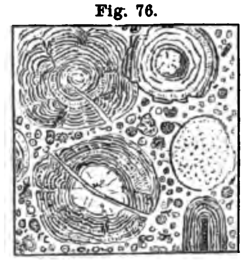


$\frac{2}{1}$ **Pisolitischer Porphyrittuff von Mehlis Schliffoberfläche.**

Die z. T. zerbrochenen Kügelchen bestehen aus Tuff, der an ihrem Rande dichter gefügt und dunkler als anderwärts ist; sie fallen beim Verwittern leicht heraus.

das Gefüge stengelig, blätterig oder körnig sein. Letzteres wieder zerfällt in grobkörniges, mittelkörniges, klein-

Fig. 76.



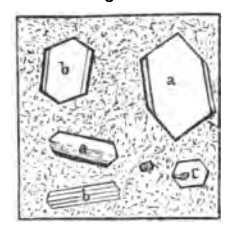
$\frac{4}{1}$ **Rogenstein (Oolith) des unteren Buntsandsteines von Latdorf bei Bernburg.**

Grosse und kleine bis kleinste Oolithkugeln in einer feinkörnig krystallinischen Kalkspatmasse, welche in Sprünge einiger grossen Kugeln eindringt. Die strahlige Beschaffenheit der Kugeln und der „nagelkalk"-artigen Kugelteile ist nur schwach in der Zeichnung angedeutet.

körniges und feinkörniges. Zwischen feinkörnigem und kryptokrystallinischem Gefüge sind ebenso vollkommene

Uebergänge vorhanden, wie zwischen letzterem und dem dichten und zwischen diesem und dem glasigen.

Fig. 77.

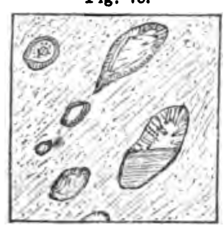


Porphyr-Struktur. Schema.

a. gewöhnliches Aussehen von Orthoklas.
b. desgl. von Plagioklasen.
c. desgl. von Quarz, mit sackförmig eingreifender Grundmasse.

Gewissermassen Uebergänge zu den zusammengesetzten Strukturen bilden die Pisolithstruktur und die Oolith-

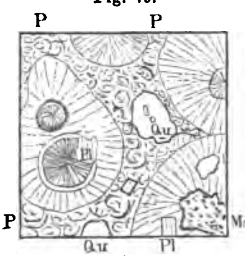
Fig. 78.



Mandelsteingefüge. (Schema.)

struktur, oder Rogensteingefüge, welche bei dichten und kryptokrystallinischen Gesteinen vorkommen und auch

Fig. 79.



$\frac{5}{1}$ Sphaerolithische Struktur. Porphyr vom Pfannthal bei Oberhof.

P: Perlitische Basis, jetzt mit Aggregatpolarisation. Msph.: Haufen kleinster Sphaerolithen. Pl.: Plagioklas. Qu.: Quarz.

Aehnlichkeit mit dem Sandsteingefüge haben können. — Noch mehr zu den zusammengesetzten Strukturen gehörig ist das auf einem Gegensatze einer „Grundmasse“ gegen eingesprengte Krystalle beruhende Porphyrgefüge,

mit dem das porphyrähnliche durch Uebergänge verknüpft ist. Das variolithische und das Mandelsteingefüge

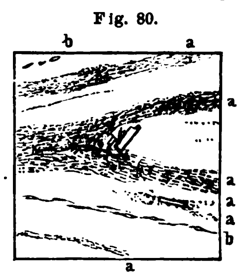


Fig. 80.

$\frac{10}{1}$ **Fluidalstruktur. Obsidian vom Teyde.**

a. Schwärme von Mikroliten und Krystalliten (z. T, kleinen Sphärolithen), ausweichend vor Krystallen von Feldspat, Magneteisen etc.
b. Lagen von Gasblasen, die meist langgestreckt sind.

können damit unter Umständen auch oberflächliche Aehnlichkeit gewinnen; die sphärolithische Struktur dagegen

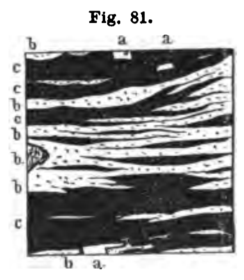


Fig. 81.

$\frac{1}{1}$ **Eutaxit von Guajara.**

a. Feldspatkrystalle.
b. Steinartige (krystallinische) Lagen.
c. Obsidianstreifen.

ähnelt zuweilen der oolithischen, zuweilen der porphyrähnlichen. Die Fluidal- oder Fluktuationstruktur gibt

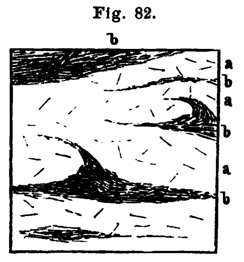


Fig. 82.

$\frac{1}{1}$ **Flaseriges Gefüge. Knauerbildung im Gneiss von der Bocchetta di Val Maggia.**

a. Glimmerarmes Gemenge von Quarz und Feldspat.
b. Glimmernester mit Stauungsspuren.

von Massenbewegungen vor Erstarrung der Gesteinsmasse Zeugnis; man bemerkt dieses Gefüge viel häufiger mikroskopisch als makroskopisch.

Noch stärker treten die Gegensätze in denjenigen zusammengesetzten Strukturen hervor, welche man die

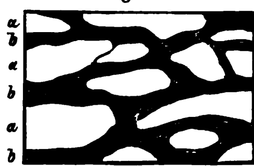
Fig. 83.



$\frac{1}{1}$ Gebänderter (lithoiditischer) Porphyr vom Ebersbachgrunde bei Schmalkalden.

lithoiditische, die eutaxitische, die flaserig verwebte, die durchflochtene nennt. Auch bei durchtrümertem Gefüge, bei Breccienstruktur, Konglomeratstruktur, Granit- oder Kiesstruktur finden wir mehrerlei Gefüge in einem Gestein.

Fig. 84.



$\frac{1}{1}$ Durchflochtene Struktur. Oberdevonisches Kalk- und Schiefergestein (Kramenzelschiefer von Saalfeld.

a. Kalkknollen (Konkretionen).
b. Schiefer.

Viele der einfachen, wie der zusammengesetzten Strukturen lassen sich als Parallelstrukturen (zum Teil Schieferung, z. T. Bänderung etc.) bezeichnen, und in manchen Fällen treffen wir ungleichförmiges Parallelgefüge.

Fig. 85.



$\frac{4}{1}$ Perlitische Absonderung. Veränderter (jetzt weicher, lichtgrünlicher, durch Aggregatpolarisation ausgezeichneter) Porphyr-Pechstein vom Beerberg i. Th.

Runde Quarzkörner sind durch gegitterte Schraffur kenntlich gemacht.

Je nach der Raumerfüllung unterscheiden wir das Gewebe oder die Textur der Gesteine als derb oder porös (löcherig, zellig, blasig, schaumig, schlackig, klüftig,

sprüngig, rissig etc.). Nach der Trennbarkeit der Teile und den Formen der Bruchstücke bezeichnet man die Absonderungen der Gesteine als massig, quaderförmig, blockartig, säulig, prismatoidisch, schalig, kugelig, kokkolithisch, perlitisch, erdig, stengelig, geknickt schieferig, gefältelt schieferig, wellig schieferig, schieferig, blätterig, plattenförmig etc. Die Verwitterungsformen schliessen sich nicht selten den Absonderungsformen innig an, doch werden auch Abweichungen beobachtet, z. B. kugelige und schalige Verwitterung bei säuligen Absonderungen.

Klassifikation der Gesteine.

Die Felsarten können ebensowenig als die Vegetationsformen (Wiese, Wald etc.) in „Arten" im Sinne der beschreibenden Naturwissenschaften zerlegt werden. Also ist ein strenges System für die Aufzählung der Gebirgsarten nicht aufstellbar, die Typen gehen ineinander über und sind auf mannigfaltige Weise miteinander verbunden. Ebenso folgt aus den besprochenen Verhältnissen, dass verschiedene Gesichtspunkte für die Aufzählung der Felsarten geltend gemacht werden mussten, d. h. dass es verschiedene Systeme der Aneinanderreihung derselben gibt.

Einige Gesteinsnamen sind uns aus dem Altertum überliefert, z. B. Marmor, Porphyrites etc. Einen wissenschaftlichen Begriff verbanden aber anscheinend die Alten nicht mit jenen Namen; eine greifbare Unterlage gewinnen dieselben erst, seit in der Mitte des sechzehnten Jahrhunderts unserer Zeitrechnung das Interesse an den Naturkörpern in Mittel- und Südeuropa erwachte.

Georg Agricola (eigentlich G. Bauer), geb. 1494, gest. 1555, Arzt in Chemnitz, auch als Philologe bekannt, war einer der ersten, welche auf Grund ausgedehnter Sammlungen und eingehender Studien in seinem 1546 erschienenen — nach Art der Schriften des klassischen Altertums in 10 Bücher abgeteilten — Werke „De natura fossilium" Mineralien und Gesteine klassifizierte. Er war der Begründer und der erste wissenschaftliche

Anwender vieler bis auf die Gegenwart erhaltener Namen, die er, wie den eigenen Familiennamen, ins Lateinische übersetzte. Im wesentlichen erhielt sich sein System: die Einteilung in „terrae“ (Erden), Succi concreti (Salze. bituminöse Substanzen etc.), „Lapides“ (Mineralien, Gesteine und oxydische Eisenerze, welche keiner guten Politur fähig sind), „Gemmae“ (Edelsteine), Marmora (politurfähige Gesteine), „Saxa“ (als Bausteine verwendbare Felsarten), „Metalla“ (Erze, besonders Schwefelmetalle und gediegene Metalle) und „Res fossiles mistae“ (Erzgemenge etc.), bis zur Mitte des achtzehnten Jahrhunderts. Linnés Zeitgenosse und Landsmann Wallerius wird von ersterem selbst als Autorität in der Mineralogie und Gesteinslehre gepriesen; er zählte in seiner 1750 von Denso verdeutschten Mineralogie noch immer, ähnlich wie Agricola, sowohl unter den „Erdarten“ als unter den „Steinarten“ zugleich Gesteine und Mineralien auf. Axel von Cronstedt trennte in seiner 1758 in schwedischer Sprache herausgegebenen Mineralogie schärfer die Felsgesteine (Saxa) von den Mineralien und unterschied bei ersteren die „Saxa composita“ mit gleichem Entstehungszeitalter der Mineralteile von den saxis conglutinatis (Sandsteinen, Breccien etc.), deren Konstituenten ungleichzeitiger Entstehung sind. Linné selbst schloss sich seinen beiden Landsleuten in manchen Stücken an, bewahrte aber eine gewisse Selbständigkeit und führte viele Lokalnamen für Gebirgsarten ein.

Die Jahre 1785—1786 brachten neue Klassifikationen und schärfere Bestimmungen der Gesteine von Voigt (Drei Briefe über Gebirgslehre 1. Aufl. 1785, 2. 1786), von Werner (Abhandl. d. böhm Ges. d. Wissenschaften in Prag auf d. Jahr 1786) und von K. Haidinger (Wien 1786). Voigt und Werner teilten beide die Gesteine in solche des Grund- oder Urgebirges, solche des Flötzgebirges, in vulkanische Gebirgsarten (denen Werner noch pseudovulkanische, nämlich gebrannte Thone etc. anreihte) und in „aufgeschwemmte Gebirgsarten“. Wesentlich abweichend waren freilich die Auffassungen mehrerer Hauptglieder. Voigt nannte Basalt und Phonolith („Horn-

schiefer“) Laven, während Werner beide unter den Urgebirgsarten aufführte und die Irrlehre aufstellte, dass für die echt vulkanischen Gebirge „die ganz oder doch zum Teil noch auf ihnen vorhandenen trichterförmigen Schlünde (Krater)“ besonders charakteristisch seien. Je grösser auf anderen Gebieten Werners Verdienste waren, um so verhängnisvoller wurden für Geologie und Petrographie seine Irrtümer. Es war ein Hemmnis für die gesunde Entwickelung der Petrographie, dass in dieselbe die Principien des geologischen Alters der Gesteine und der angenommenen Entstehungsweise eingeführt wurden. Denn während die mineralogischen und chemischen Charaktere sicher festgestellt werden können, ist die Altersbestimmung nur ausführbar, wenn geotektonische Einzelmassen gründlich in ihren sämtlichen Verhältnissen studiert werden; nicht für losgelöste Stücke, welche die Natur uns in Konglomeraten etc. so zahlreich darbietet, oder welche in Gebieten von ungenügend erkanntem geologischem Bau gesammelt worden sind. Auch für Ganggesteine ist es in sehr zahlreichen Fällen unmöglich, zu sagen, ob dieselben dem Urgebirge, dem Flötzgebirge oder der späteren Zeit angehören.

Die Aufstellung einer Gruppe „vulkanischer Gesteine“ hat, weil von vornherein die Porphyre etc. davon ausgeschlossen waren, noch schädlicher auf den Entwickelungsgang der Petrographie und der Geologie gewirkt. Statt gründlicherer Studien über die Zusammensetzung der Gesteine vulkanischen Ursprunges, wurden von zahlreichen Gelehrten Spekulationen über die Möglichkeiten der Bildung von Basalt etc. auf wässerigem Wege oder doch auf andere Weise als auf vulkanische angestellt.

Cordier erwarb sich das Verdienst, innerhalb der Gesteine, welche er massige vulkanische nannte, eine Gliederung je nach dem Vorherrschen der Feldspatbestandteile oder der pyroxenischen Mineralien vorzunehmen. Al. Brongniart gab (Journ. des mines Bd. 34) eine Gruppierung der gemengten Gesteine nach mineralogischen Grundsätzen, Hauy (Traité de minéralogie 1819, das System war jedoch schon 1812 im wesentlichen bekannt)

ein vollständiges petrographisches System nach vorzugsweise mineralogischen Charakteren, dessen Inkonsequenz jedoch in der Aufstellung einer Klasse auf feurigem Wege gebildeter Gesteine bestand und das an der Ungleichwertigkeit der drei ersten Klassen (I. steinige und salzige Substanzen, II. brennbare, nicht metallische Substanzen, III. Erzgesteine) krankte.

1823 trat K. C. von Leonhard mit einer neuen mineralogischen „Charakteristik der Felsarten" hervor, die lange Zeit ihre Bedeutung behielt.

Indessen bereiteten die Fortschritte der beschreibenden und der chemischen Mineralogie, sowie die ersten (wie es scheint, von Cordier ausgehenden) Versuche, die innig miteinander in vielen Felsarten verwebten Mineralteilchen voneinander mechanisch zu sondern und mikroskopisch weiter zu untersuchen, eine neue Zeit für die Petrographie. Besonders wichtig wurden die langsamen Fortschritte in der Kenntnis der für viele Gesteine so wichtigen Feldspäte. Namentlich die an G. Rose sich anschliessenden Forscher strebten nach dem Vorbilde des Meisters danach, in diesen Mineralien Kriterien zur Unterscheidung vieler Gesteine zu gewinnen. Man ging dabei von der Meinung aus, dass in der Regel nur ein Plagioklas in einem Gestein enthalten sein könne und dass in allen porphyrischen oder auch nur durch einzelne eingesprengte Krystalle ausgezeichneten Gesteinen das nicht makroskopisch auflösbare Mineralgemenge aus denselben Mineralien bestehen müsse, welche in grösseren Partikeln erkennbar sind. Auch glaubte man petrographische Gesetze der Mineralassociationen erkannt zu haben.

Eingehendere Klassifikationen und ausführlichere Lehrbücher der Petrographie gaben Naumann im Lehrbuche der Geognosie 1. Aufl. 1851, 2. 1858 u. f. J. Cotta: Gesteinslehre (mit petrogenetischer Grundeinteilung) 1. Aufl. 1855, 2. 1862. — Senft: Klassifikation und Beschreibung der Felsarten 1857. — Coquand: Traité des roches 1857. — Blum: Handbuch der Lithologie 1860.

Eine Reihe hochwichtiger Publikationen begann J. Roth 1861 mit der Zusammenstellung der „Gesteins-

analysen". Es waren besonders die von Bunsen geschulten Chemiker gewesen, welche die Methoden analytischer Gesteinsuntersuchung geübt und ausgebildet hatten.

Das mikroskopische Studium anorganischer Objekte bürgerte sich nur langsam ein, teils der Schwierigkeiten wegen, welche sich der Beschaffung geeigneten Untersuchungsmaterials entgegenstellten, teils auch wegen der Unvollkommenheit und des Preises der Mikroskope, nicht zum wenigsten aber, weil die optischen Erscheinungen der Mineralien nicht einmal in der Mineralogie besonders berücksichtigt wurden. In Hausmanns für seine Zeit so ausgezeichnetem, noch heute in vielen Stücken musterhaften Handbuche der Mineralogie vom Jahre 1847 ist ebensowenig als in dem gleichzeitig erschienenen äusserst inhaltreichen Breithauptschen Handbuche das optische Verhalten regelmässig angegeben, gelegentlich sind einzelne optische Erscheinungen in beiden Werken möglichst populär besprochen; aus kürzeren Lehrbüchern war noch weniger in dieser Richtung zu entnehmen.

Hatten auch Henry Clifton Sorbys für die Einführung der mikroskopischen Untersuchung von Dünnschliffen bahnbrechende Untersuchungen (seit 1850) namentlich bei G. Rose und seinen Schülern lebhaftes Interesse erregt, so dass Oschatz eine Menge von Präparaten herstellte und verteilte und dass andere in gleicher Richtung arbeiteten, so bedurfte es noch einer Reihe von Jahren, bis die neue Methode fruchtbringende Resultate, namentlich durch Ferd. Zirkels rastlose Arbeiten ergab. Dieses ausgezeichneten Forschers Lehrbuch der Petrographie, 1866, gibt eine umfassende Darstellung des umfangreichen Gebietes. Seitdem ist die mikroskopische Methode durch Zirkel selbst, durch Rosenbusch, durch Fouqué und viele andere sehr vervollkommnet worden, die mechanische Sonderung der Gesteinsgemengteile hat namentlich durch Fouqué erhebliche Fortschritte gemacht und auch chemische, z. T. mikrochemische Untersuchungsweisen sind sehr verbessert worden. Eine grosse Menge von Gesteinsvorkommnissen sind untersucht worden, noch zahlreichere sind zu untersuchen oder wiederholt zu studieren, nach-

dem frühere, nicht ausreichende Beobachtungen daran gemacht worden sind.

Dass die eifrige, rastlose Arbeit, welche auf petrographischem Gebiete in den letzten Jahren geleistet worden ist, manche ungenügend begründete Auffassungen früherer Zeiten beseitigt hat, und dass manche Gesteine sich wesentlich anders zusammengesetzt gezeigt haben, als man früher glaubte, liegt auf der Hand. Bei den Fortschritten der Petrographie haben aber doch sehr viele uralte Erfahrungen nur ihre Bestätigung gefunden und in auffallend wenigen Fällen hat sich die Notwendigkeit der Einführung von allgemein bedeutsamen Gesteinstypen herausgestellt, welche den älteren Petrographen entgangen waren. Es ist also hauptsächlich der Umfang der einzelnen Typen verändert oder die schärfere Präcisierung derselben gewonnen worden. Gewöhnlich hat sich herausgestellt, dass gewisse unter besonders günstigen Verhältnissen makroskopisch wahrgenommene Erscheinungen verbreiteter sind, als man angenommen hatte. Unendlich viel bedeutsamer sind die Resultate hinsichtlich der für die Gesteinsentstehung wichtigen Wahrnehmungen, auf die wir schon oben hingedeutet haben und auf die wir unten zurückkommen.

Sehr hinderlich für das Studium ist, dass in der Gesteinslehre in viel häufigeren Fällen als sonst derselbe Name von verschiedenen Autoren in verschiedenem Sinne gebraucht wird; zuweilen hat man den Begriff eingeschränkt, aber oft sind die Bezeichnungen wie herrenloses Gut betrachtet worden und einfach auf Gesteine übertragen, welche ganz heterogen den früher ebenso genannten sind. Weichen in solchen Fällen die Definitionen der verschiedenen Autoren voneinander ab, so sind sehr häufig auch auf ungenügende Bestimmungen hin Namen übertragen worden auf Gesteine, welchen sie nicht zukommen, die aber dann doch wieder von späteren Autoren als Typen des betr. Gesteines angesehen worden sind. Freigebig war man mit den Bezeichnungen Trapp, Grünstein, Diabas, Melaphyr, Basalt etc. Noch hat die Petrographie mit der Herstellung einer Einigung eine grosse

Aufgabe vor sich. Bevor diese hergestellt ist, dürfte es zweckmässig sein, in knappen Darstellungen der Geologie nur einige wenige hauptsächliche Gesteinstypen kurz zu bezeichnen.

Aufzählung der hauptsächlichsten Felsarten.

I. Oryktomere Gesteine: die Mineralelemente sind gleichförmig als solche im Gestein verteilt, nicht darin zu kleineren oder grösseren Brocken von Gebirgsarten gruppiert.

A. Silikatgesteine: Mindestens die Hälfte der Masse besteht aus Silikaten.

a. Feldspäte oder Felsitoide, welche jedoch zuweilen vollständig oder zu grösserem bis kleinerem Teile von verglasten Alkali-Aluminium- und Calcium-Aluminium-Silikaten ersetzt sind, bedingen den Gesteinscharakter [1]).

α. Quarz oder saures Glas sind in erheblicher Quantität anwesend, der Kieselgehalt des Gesteines übersteigt also meist den der Feldspäte, und gewöhnlich sind die einwertigen Elemente (Alkalien) fast im einfachen Aequivalentverhältnisse zum Aluminiumgehalte vorhanden, während zweiwertige Elemente und das Eisen auch in der sechswertigen Form zurücktreten. — Also etwa SiO^2 66—80%, Al^2O^3 10—16%, Alkalien 8—14%.

1. Granit. Gleichmässig körniges Gemenge von Feldspäten mit Quarz und mit Glimmerarten. Letztere sind zuweilen durch Hornblende ersetzt. Unter den Feldspäten ist der Orthoklas meistens herrschend, als Krystalle oder Krystalloide entwickelt und nur sehr selten in glasiger Form vorhanden, meist als gemeiner Feldspat. Descloiseaux findet Mikroklin in Graniten sehr verbreitet. Die Plagioklase der Granite sind meist verwitterbarer als deren Orthoklas; auf der Kaolinisierung der Feldspäte und dem Zersplittern des oft von Flüssigkeitseinschlüssen

---

[1]) In der ganzen Reihe der feldspatreicheren Gesteine gibt es wohl kein Glied, welches frei von Apatit wäre; dieses Gemengteil wird seltener makroskopisch als mikroskopisch beobachtet. — Auch ist entweder Magneteisen oder Eisenglanz bez. Titaneisen überall verbreitet. — Im folgenden sind diese Gemengteile nicht bei jedem Gestein besonders aufgeführt.

(z. T. liquide Kohlensäure) strotzenden Quarzes, dessen Umrisse von den umgebenden Mineralien bedingt zu sein pflegen, beruht das äusserst charakteristische Zerfallen verwitternden Granites zu Grus (Arena fossicia bei Agricola, der den Granit selbst noch nicht aufführt[1]). Ebenere Landstriche von Granitgebieten neigen wegen der Kaolinisierung der Feldspäte zur Sumpf- und Seebildung; an Berghängen bleiben oft der Verwitterung trotzende wilde klüftige Granitfelsen stehen, auf Bergen sind dem Zerfallen entgangene wollsackförmige Granitblöcke oft massenweise vorhanden, denen u. a. der Brocken am Harz seinen Namen verdankt; anderwärts sind Felsmeere oder Felslabyrinthe auf diese Weise gebildet. — Die Absonderung ist meist eine massige, auch eine dicktafelförmige kommt vor. Der Granit bildet grössere stockförmige Gebirgsmassen, man erwähnt oft auch Granitgänge, deren Material jedoch selten mit dem Massengranit übereinstimmt.

Zahlreiche Abarten werden mit besonderen Namen belegt, auch sind gewisse häufig beobachtete accessorische Bestandmassen als Pegmatite, Haplite (oder Aplite etc.) unter den Felsarten aufgezählt worden. Uebergänge bestehen nach dem Gneiss, nach dem Syenit, dem Diorit und nach dem Porphyr hin.

Den Namen Granit finden wir zuerst im Munde italienischer Kunstfreunde und Archäologen des 16. Jahrhunderts. Guettard (1715—1786) war der erste Geolog, welcher das Granito genannte Gestein gewisser aus Oberägypten stammender Kunstwerke genauer untersuchte[2]) und mit französischen Vorkommnissen verglich.

2. Gneiss. Krystallinisch körnige Gemenge von Feldspäten und Quarz, in Parallelstruktur verbunden mit Lagen oder Flasern zusammengehäufter Schuppen von Glimmerarten. Letztere werden oft begleitet und teilweise ersetzt durch Granat, Turmalin, Dichroit, Hornblende, selten Augit (Salit) etc. Apatit ist nicht selten

---

[1]) Wenn er nicht unter dem „saxum, quod e scabie nomen invenit" (Grindstein) de nat. foss. lib. VII. S. 638 d. Baseler Ausgabe von 1557 Granit meint.

[2]) Mém. sur les Granites de France comparés à ceux d'Egypte. Mém. de l'Ac. franc. 1751, vergl. auch Wad, Foss. Egypt. musei Bergiani 1794 und die daran anknüpfenden Autoren, welche Guettards Arbeiten wohl übersehen hatten.

makroskopisch wahrnehmbar („Moroxit"); Schwefelkies, Magneteisen und andere Erze sind verbreiteter als in Graniten, Graphit ist zuweilen beigemengt.

Zahlreiche Gneissabänderungen werden durch verschiedene Grösse, Gestalt, Verteilung und Menge der Hauptgemengteile, durch das Auftreten von Nebengemengteilen, stellvertretenden Mineralien, Uebergemengteilen etc. hervorgebracht. Diese Abänderungen wechsellagern schichtförmig miteinander und mit Glimmerschiefern, Hornblende-, Olivin-, Serpentingesteinen, mit Marmor, mit Quarzit, mit Hälleflinta etc. Uebergänge in Granit, in Glimmerschiefer, in Granulit, und durch Dioritgneisse in Diorit.

Nester, Adern und Gänge von den beim Granit erwähnten Pegmatiten, Hapliten etc. bilden häufig accessorische Bestandmassen.

Gewöhnlich in aufgerichteten Schichten vorkommend, bildet der Gneiss ausgedehnte Gebirge, bei welchen zackige Grate und Bergkämme, sowie scharf eingeschnittene felsige Thäler oft wahrgenommen werden; wo eine mehr söhlige Lagerung vorkommt, findet man auch wellige Bergrücken und Hochebenen, sowie sanftere Thalformen. Gneiss bricht in mehr oder minder regelmässige Platten und liefert einen steinigen Boden, der jedoch öfters Sümpfe und Seen zeigt, wenn die Feldspäte kaolinisiert sind.

Agricola und Kentmann (1565) benutzen den Ausdruck Gneiss für harte unbrauchbare Mineralkonkretionen in den Erzgängen; der Torgauer Sammler K. identifiziert dabei Gneiss und „Missbickel". Des Wallerius (1750) „Kneis" ist wohl ein Teil von anderer Skandinavier Hälleflinta. Erst durch Ferber (Beitr. z. Mineralgeschichte von Böhmen) und durch Charpentier (Min. Geogr. der Chursächs. Lande 1778) bekam der Name „Gneuss" petrographische und geognostische Bedeutung, während Werner sich rühmte, der erste Entdecker vom Feldspat im Gneiss gewesen zu sein.

3. Granulit. Mit diesem im Anfange unseres Jahrhunderts aufgestellten Namen bezeichnen die deutschen Petrographen ein dem Gneiss nahestehendes, mehr oder

minder deutlich schieferiges und geschichtetes Gestein, in welchem Feldspäte, vorwiegend Orthoklas, mit Quarzkörnchen und kleinen roten Granaten ein feinkörniges, mit kleinen Quarzplatten oder Quarzlagen in Parallelstruktur verbundenes Gemenge darstellen. Cyanit und Glimmer nebst mikroskopischen Uebergemengteilen treten häufig hinzu; der Glimmergehalt, in Lagen verteilt, nimmt zu, wenn die Granaten zurücktreten. Das orographische Verhalten ist das der Gneisse.

4. Porphyroid (Lossen 1869). Dünne Lagen oder Plättchen von Glimmerschuppen (öfters Paragonit oder Sericit) oder von Strahlsteinanhäufungen bringen eine Parallelstruktur in einer durch Feldspäte (Krystalle oder Krystalloide von Orthoklas, Mikroklin, Albit etc.) und durch Quarze (mit Flüssigkeitseinschlüssen doch ohne Glasporen) porphyrischen, gewöhnlich splitterigen und häufig licht rötlichen Masse hervor. Diese ist von Glasteilchen stets frei, mikroskopisch gewöhnlich in kleinste krystallinische Teilchen auflösbar, in verschiedenen Fällen aber verschieden zusammengesetzt. Die Porphyroide bilden meist kleine schichtähnliche Einzelmassen und kleine Stöcke.

5. Hälleflinta. Linné hat diesen schwedischen volkstümlichen Ausdruck für der Grundmasse der Porphyroide entsprechende Gesteine eingeführt, welche meist hell und dunkel gebändert sind, in den hellen Lagen fast nur ein mikroskopisches Haufwerk kleinster Orthoklase und Quarze, in den dunkeln dagegen ausserdem noch Glimmer und Chloritschüppchen u. dergl. zeigen.

Elvan, Kornubianit, Felsitschiefer (Naumann), Adinole (Beudant; durch leichte Schmelzbarkeit und relativ hohen Natriumgehalt ausgezeichnet, etwa Quarz-Albitgemenge) sind der Hälleflinta nahestehende, z. T. damit identische Gesteine. Auch sind die Namen Eurit (d'Aubuisson 1819) und Felsit (Gehrhard 1815), sowie der Ausdruck Hornschiefer bisweilen auf ähnliche Felsarten angewandt worden, nachdem der Phonolith und der Kieselschiefer nicht mehr so bezeichnet wurden. Auch der Hornfels (Wallerius bez. Hausmann) ist in vielen Fällen der Hälleflinta, bez. den dunklen Lagen darin, sehr ähnlich.

Die eben aufgezählten sauren Feldspatgesteine vereinigen wir zur „Granitgruppe". — Wegen der Anwesenheit von Glimmern, von Erebenniten, oft von Granat, Turmalin etc. neben Quarz und wegen des Fehlens von specifisch leichten verglasten Silicaten ist das specifische Gewicht der Regel nach über dem des Quarzes, etwa im Mittel 2,69—2,75.

6. Porphyr. (Quarzporphyr. Quarzführender Felsitporphyr, einschliesslich der als Pechstein entwickelten Vorkommnisse.) Alkalireichere Feldspäte (besonders oft gemeiner Orthoklas und sog. Oligoklas) und Quarz, gewöhnlich von einem in den verschiedenen Teilen einer und derselben geotektonischen Einzelmasse in wechselnden Mengen vorhandenen sauren Glase und häufig auch von Sphärolithen (i. w. S.) begleitet, bilden eine Grundmasse, die sehr oft Fluidalstruktur zeigt, auch wohl, lithoiditisch ausgebildet, gebändert oder geflammt aussieht und örtlich zu „Porphyrkugeln" oder Lithophysen aufschwillt. Eingesprengt sind Krystalle und Krystallfragmente oder auch Krystalloide von Quarz (gewöhnlich mit Einbuchtungen und Einschlüssen der Grundmasse), von Feldspäten, die sehr oft in Kaolin und in Pinit sich umwandeln, sparsamer auch mehr oder minder zersetzte (z. T. chloritisierte) Glimmer, Hornblenden, seltener Augite etc. — Makroskopisch sichtbare Sphärolithe sind nicht selten. Die oft rote bis rotbraune Färbung rührt von kleinen Erzteilchen (bisweilen Roteisenerzblättchen, öfter von göthitähnlichem Eisenhydroxyd) her, welche in geringer Menge vorhanden sind. Magneteisen ist nicht häufig wahrnehmbar, zuweilen Anatas.

Die Porphyrgrundmasse sowohl, als die kugeligen Gebilde darin sind von den neueren Petrographen vielfach studiert worden und es hat sich für die Beschreibung der einzelnen Handstücke bez. Schliffe eine ziemlich beträchtliche Anzahl von Bezeichnungen entwickelt. Mit dieser Terminologie den Leser bekannt zu machen, unterlassen wir jedoch, weil sich vielfach beobachten lässt, wie innerhalb einer und derselben Porphyrergussmasse die Beschaffenheit der Grundmasse und der Sphärolithen

wechselt. Die Rindenteile vieler Porphyrvorkommnisse sind oder waren reicher an glasigen Massen als die inneren Partien. Sphärolithe und Porphyrkugeln gehören gleichfalls vorwiegend den Aussenteilen von Porphyrvorkommnissen an. Es ist anscheinend noch nicht genug beachtet worden, dass die Obsidiane und Pechsteine der Porphyre nicht selten in eine, Aggregatpolarisation zeigende und eingestreute Quarzkörnchen, eingelagerte Chalcedonschalen, sowie kaolinitartige Blättchen aufweisende weiche Masse umgewandelt sind. — Manche anscheinend unveränderte Gläser der Porphyre sind gerade im Innern der Porphyreinzelmassen erhalten geblieben, wie es das Vorkommen der Pechsteine bei Zwickau etc. deutlich zeigt.

Der Porphyr besitzt zahlreiche Varietäten, von welchen technisch die (bald ursprünglich, bald durch Verwitterung der grösseren Feldspäte) porösen Mühlsteinporphyre wichtig sind. Geologisch macht sich in mehreren Regionen ein Gegensatz von lithoiditischen (gebänderten und zur Bildung von Kugelporphyren geneigten) gegen mehr massige Porphyre geltend. Für deutlich körnige (meist an Glimmern etc. gegenüber typischen Porphyren reichere) Gesteine, welche Uebergänge zum Granit bilden, von diesem indes durch ringsum auskrystallisierte Quarze abweichen, ist die Bezeichnung Granitporphyr in Gebrauch.

Manche Porphyre zeichnen sich durch massige Felsbildungen aus, die Felsen sind oft von ausgedehnten Trümmerhalden umgeben. An Gehängen steilere Wände bildend und einen gewöhnlich sehr steinigen Boden erzeugend, tragen die Porphyre auf ebenerem Boden vermöge der Verthonung ihrer Massen häufig Sümpfe und Moore. Die Felsen zeigen zuweilen massige Sonderung, oft sind sie durch porösere Lagen (Schlieren) in Bänke geteilt; ausgezeichnete Säulenbildung und in anderen Fällen dünnplattige, fast schieferige Absonderung kommen manchmal vor.

Die Form von mehr oder minder lagerähnlichen — nur selten bis zu 200 m oder mehr mächtigen, bisweilen über Flächen von mehr als 100 Quadratkilometer verbreiteten Stöcken, ist bei Porphyren die gewöhnlichste,

Porphyrgänge und Porphyrinjektionen werden auch oft beobachtet, selten sinkt deren Mächtigkeit unter 2 m herab, steigt aber ebensoselten auf mehr als 20 m.

Nachdem Wallerius den alten Namen Porphyrites zu Porphyr verkürzt hatte, wurde letzterer durch Voigt und Werner auf Gesteine aus dem Thüringerwalde und aus Sachsen etc. übertragen. Werner rechnete schon 1786 den sächsischen Pechstein als Abart zum Porphyr.

7. Rhyolith von Richthofen 1861 (Liparit Roth 1861, non Arppe nec v. Kobell). Alkalireichere Feldspäte (besonders oft Sanidin und glasiger Oligoklas) bilden mit sehr saurem Glase, oft auch mit Quarz, mit Sphärolithen (i. w. S.) und häufig mit kleinen Mengen von Magnesiaglimmer, Hornblende und Augit, auch Magneteisen etc., selten mit Dichroit, Gesteine, deren Grundmasse meist Fluidalstruktur, bisweilen lithoiditische Beschaffenheit und Lithophysen zeigt, und welches porphyrische Einschlüsse der genannten Mineralien enthalten kann.

Petrographisch besteht ein vollkommener Uebergang von den Rhyolithen zum Porphyr, der Unterschied besteht lithologisch in dem frischeren Zustande der Rhyolithe, sowie ihrer Krystalleinschlüsse, die z. B. meist Sanidin, nicht gemeinen Feldspat zeigen, und in dem häufigeren Auftreten selbständigerer Glasmassen, welche oft Pechsteine, d. h. wasserstoffreichere Gläser, oft Obsidiane, d. h. wasserstofffreie, mehr glasartig glänzende sind. Besonders die Pechsteine zeigen oft die sog. perlitische Absonderung; manche Obsidiane teils den Oberflächen der Gesteinseinzelmassen, teils losen Stücken angehörend, sind schaumig, als seidenglänzende Bimssteine entwickelt.

Die Rhyolithe wurden zuerst in Niederungarn beobachtet und 1775 durch v. Born unter „saxum metalliferum" begriffen. Werner rechnete 1786 dies „saxum metalliferum" zum Porphyr, später wurde dasselbe mit einer Reihe anderer oberflächlich ähnlicher Gesteine zu Hauys Trachyt gezählt, auch als der Porphyr des Trachytgebirges Trachytporphyr [1]) genannt (1820 durch Beudant)

[1]) Der Name Trachytporphyr ist auch als Abkürzung für „porphyrisch ausgebildeter Trachyt" gebraucht worden, z. T. für porphyrische Andesite.

oder Quarztrachyt. Den Granitporphyren ähnliche Rhyolithe scheinen von Richthofens Nevadite zu sein.

8. Dacit (v. Hauer und Stache). Quarz und mehr oder minder glasige Plagioklase bilden die charakteristischen Einsprenglinge und mit grösseren oder kleineren Mengen von saurem Glas auch die Grundmasse eines gewöhnlich noch Hornblende, gelegentlich Glimmer und seltener Augite, etwas Magnetit etc. einschliessenden Gesteines, welches den Rhyolithen sehr nahe verwandt, von diesen wesentlich durch zurücktretenden Kaliumgehalt, steigende Mengen von Calcium, Magnesium und Natrium abweicht, auch gewöhnlich weniger glasförmig ausgebildete Rindenteile der Stöcke und Gänge zeigt. Von deren Formen und Dimensionen gilt wesentlich das beim Porphyr Gesagte für Rhyolith und Dacit.

Die Porphyre und Rhyolithe, denen sich als Uebergang zu minder sauren Gesteinen die Dacite anschliessen, bilden eine Gesteinsgruppe, welche sich durch die Art des Auftretens der Gesteine sehr gut charakterisiert zeigt. Das häufige Auftreten glasiger Gesteinsteile erniedrigt das specifische Gewicht der Massen, in welchen ohnehin schwere Silicate und die Eisenerze nur eine kleine Rolle spielen, so dass es zwischen 2,4 und 2,7 zu betragen pflegt.

β. Quarz, Tridymit oder saures Glas sind höchstens als untergeordnete Massenteile vorhanden; Aluminium und Alkalien stehen nahezu im Aequivalentverhältnisse 10:6 bis 10:8, der Kieselgehalt entspricht ungefähr dem der sauren Feldspäte (Albit, Orthoklas und sog. Oligoklas), welche Mineralien in den hier zu betrachtenden Gesteinen gewöhnlich herrschen. Es sind also in typischen Vorkommnissen ungefähr vorhanden: SiO^2 62—68%, Al^2O^3 14—20%, Alkalien 6—14%, der Eisengehalt kann (als Metall berechnet) auf 6—8% steigen, bleibt aber meist auf 1/3 bis 1/4 jener Menge beschränkt. Der chemischen Zusammensetzung nach schliessen sich viele sog. graue Gneisse und Granatgneisse, mehrere Dacite der hier besprochenen Kategorie an. Neben den typischen Gesteinen sind aber in unserer Aufzählung eine Anzahl Felsarten

mit nur 56—62% Kieselsäure und mit steigendem Gehalte an zweiwertigen Radikalen berücksichtigt, welche dieselben Mineralien wie die anderen enthalten, und denselben aufs innigste sich anreihen.

9. Syenit. Krystallinisches Gemenge von vorwaltendem Orthoklas und Hornblende liefert den Haupttypus des Gesteines, auf welches 1788 Werner den von Plinius überkommenen, von Agricola u. a. gebrauchten Namen Syenit übertrug, nachdem er zwei Jahre früher für die bekannte Abart aus dem Plauenschen Grunde und für ähnliche den Namen „Grünstein“ vorgeschlagen hatte. Plagioklas schiebt sich in der Regel in wechselnden Mengen ein; Glimmer vertritt oft, selten aber Augit die Hornblende ganz oder zum Teil; Quarz kommt bisweilen hinzu und eine Reihe von Uebergemengteilen. Da die Grösse der Krystalloide des Gemenges wechselt, deren relative Menge schwankt und ausser den in Mitteleuropa gewöhnlichen derben Syeniten auch krystallinisch poröse vorkommen, sind auch diese Gesteine varietätenreich. Geotektonisch schliessen sich viele Syenite an den Granit auf das innigste an und spielen orographisch und hinsichtlich der Bodenbildung mit demselben eine gemeinsame Rolle. Die räumliche Verbreitung typischer Syenite ist gering.

10. Quarzfreier Orthoklasporphyr und sog. Syenitporphyr. Gesteine, welche neben Orthoklas, der oft in Verwitterung übergeht, eine mehr oder minder entwickelte amorphe Basis und etwas weniges von Hornblende oder Glimmer führen. Nebengemengteile und Uebergemengteile sind mannigfaltig.

Anscheinend eine nicht sehr häufig entwickelte Gesteinsreihe, welche eine ähnliche untergeordnete Stellung zu den Porphyren einnimmt, wie der Syenit zum Granit. Als glimmerreicheres Glied reiht sich hier die Minette (Voltz) an.

11. Porphyrit (Plinius sp. G. Rose def.). Nach der Abtrennung des Porphyrs und des quarzfreien Orthoklasporphyrs ist der alte von Plinius überlieferte Name auf eine Reihe von Gesteinen mit meist trüb oder dunkel-

braun erscheinender Grundmasse übergegangen, in welcher gewöhnlich Plagioklaskrystalle von Oligoklas ähnlicher Zusammensetzung eingesprengt sind, ausserdem oft dunkle Glimmer in sechsseitigen Blättchen, und Hornblendekrystalle von mehr oder minder frischer Erhaltung. Gewöhnlich kann erst durch mikroskopische Untersuchung die Bedeutung erkannt werden, welche zu grünerdeähnlichen Silicaten zersetzte Augite für viele Abarten dieses Gesteines haben. Gelegentlich mengen sich zersetzter Olivin, auch wohl wechselnde Mengen von Orthoklas, hier und da Granat, selten auch Quarz bei. Die grösseren Krystalle beherbergen zuweilen etwas Glas, das aber in der Grundmasse doch nur spärlich aufzutreten pflegt. Die Porphyrit-Einzelmassen sind ähnlich, aber in der Regel wesentlich kleiner, als die des Porphyrs; sie liefern einen meist steinigen, hier und da auch felsigen Boden und verwittern zu dunkelrotbrauner Erde. Den Porphyriten rechnet man auch eine Anzahl kieselärmerer, an Kalk und Magnesia reicherer Gesteine bei, deren chemische Zusammensetzung sie den Dioriten näher stellt, als den normalen Porphyriten.

12. Trachyt (Hauy sp.). Eine Grundmasse mit mehr oder minder reichlichen Glasteilen, ausserdem wesentlich aus Feldspäten mit wenigen hinzutretenden, der Regel nach frischen Erebennit-Mineralien oder Glimmer, mit sehr spärlichem Magneteisen und Apatit bestehend, umschliesst gewöhnlich Krystalle und Krystalloide von Sanidin, zuweilen auch von Hornblende, von Augit etc. Quarz und Tridymit treten zuweilen accessorisch in kleinen aufgewachsenen Krystallen hervor. — Lagerungsformen den Porphyren etc. sehr ähnlich.

13. Hornblende-Andesit (mit Glimmerandesit). Gesteine vom Typus der früher in Ungarn „graue Trachyte“ genannten Felsarten sind anscheinend sehr verbreitet. Die an Glasteilen meist arme feldspatreiche Grundmasse enthält neben etwas Magneteisen sehr oft augitische Mikrolithen, zuweilen auch mikroskopische Hornblenden; als grössere Krystalle sind Plagioklase von meist oligoklasähnlicher Zusammensetzung, Hornblenden,

auch wohl dunkler Glimmer ausgeschieden. An diese Haupttypen reihen sich noch eine Anzahl anderer, welche Uebergänge zum Dacit, zum Trachyt, zum Phonolith etc. bilden.

14. Augitandesit (Pyroxenandesit). Eine oft zu sehr bedeutendem Teil glasige, an Feldspatmikrolithen (Albit etc.) reiche, dagegen an Magneteisen und an Pyroxenteilchen weit ärmere Grundmasse umschliesst grössere Krystalle von Plagioklas (Labradorit und ähnl.), ferner sind Hypersthen, monokline Augite und in einigen Fällen Olivin eingemengt. Vorkommen in Stöcken, deren Masse gewöhnlich im Innern ärmer an Glasteilen ist als aussen, in dünneren, nur wenige Meter mächtigen Lavenströmen und in Gängen, die gewöhnlich 3 bis 0,5 m mächtig sind. Bimssteine des Augitandesites ähneln denen des Liparites, sind aber doch meist etwas matter. Die weniger glasigen Abänderungen kommen z. T. in dünnblätteriger, lithoiditischer Entwickelung vor.

γ. Die alkalireichen Feldspate sind von den gleichfalls alkalireichen Felsitoiden (Leucit, häufiger noch Nephelin, Nosean, Hauyn etc.) begleitet, und bilden mit kleinen Mengen von Erebenniten und noch kleineren von Magneteisen, bisweilen auch mit Glas, Gesteine, welche meist nur 55—60% SiO^2, 16—22% Al^2O^3, 7—15% Alkalien enthalten, deren Eisengehalt (als Metall berechnet) von 2,5 bis 5 und nur ausnahmsweise höher steigt. Quarz und Tridymit kommen in dieser Gesteinsreihe wohl ebensoselten vor, als Gläser von sehr saurer Beschaffenheit. Der Kaliumgehalt sammelt sich gewöhnlich in Feldspatform, seltener im Leucit; der Natriumgehalt hauptsächlich in Gestalt von Nephelin und von Nosean, seltener in Plagioklasen, doch tritt das Natrium oft in die Hornblenden und in die Augite ein (Arfvedsonit etc.). Titanit, Zirkon und eine grössere Reihe von Uebergemengteilen, z. T. sehr mannigfaltiger Art, werden oft bemerkt.

15. Eläolith-Syenit (Foyait, einschl. Miascit, Ditroit, Zirkonsyenit). Orthoklas mit Plagioklaseinlagerungen und meist auch begleitet von selbständig ent-

wickeltem Plagioklas (Oligoklas etc.), und Nephelin der Eläolith benannten Abart, oft auch noch Sodalith, bilden die Hauptmasse von Gesteinen, an deren Zusammensetzung besonders tief dunkle arfvedsonitartige Hornblenden, sehr dunkle Glimmer, selten auch Augit, wesentlichen Anteil haben.

16. Liebeneritporphyr. Von Zersetzungsprodukten sehr stark durchwachsene, quarzfreien roten Porphyren bei oberflächlicher Betrachtung ähnliche Gesteine, in welchen die Liebenerit und Gieseckit genannten Pseudomorphosen nach Nephelin und rote Orthoklase eingesprengt sind.

17. Phonolith (Wern. sp.). Gesteine mit einer derben dichten, oft schieferigen oder plattenförmigen Grundmasse, in welcher nach mikroskopischer Wahrnehmung Sanidin und Nephelin vorzuherrschen pflegen, und in welcher ausserdem meistens kleine Hauynkrystalle (öfters von der Varietät Nosean), ferner kleine nicht selten büschelartig verknüpfte Augitkryställchen, zuweilen Hornblenden und Glimmer mit etwas Magneteisen erkennbar sind. Eingesprengt kommen Sanidin, Plagioklas und Nosean am häufigsten vor, ferner Magnesiumglimmer, und in manchen Abarten Leucit. Der Zersetzung (oft Zeolithisierung zu Natrolith oder Analcim) fällt am leichtesten der Nosean anheim. Die Glasteile sind in einigen seltenen Fällen als Obsidiane, Bimssteine und Pechsteine in erheblicher Menge in selbständigen Rindenmassen der Ströme etc. oder in eutaxitischer Verbindung mit poröser Masse vorhanden, in vielen Vorkommnissen aber sind sie gar nicht aufgefunden worden. Phonolithe bilden gewöhnlich stockförmige Ergüsse, deren Ueberbleibsel oft glockenförmige und sog. sargförmige Berge sind. Dünnere Lavenströme sind seltener, die Gänge sind gewöhnlich von ansehnlicher Mächtigkeit, 20—2 m.

Hauy hat den von Werner für die Grundmasse der „Porphyrschiefer“ gebrauchten Namen: Klingstein übersetzt und angewandt. Aeltere Namen (Hornschiefer, Porphyrschiefer, Leukostin etc.) sind seitdem veraltet.

δ. Uebergangsgesteine zwischen den durch Vorwiegen

feldspatiger Gemengteile und den durch Ueberwiegen von Erebenniten ausgezeichneten Felsarten. Letztere nehmen einen viel beträchtlicheren Anteil an der Gesteinszusammensetzung, wobei meist Armut an Quarz bemerkbar wird; die Feldspäte und Felsitoide nehmen an Menge ab, und besonders treten Orthoklas, Mikroklin und Albit in den Hintergrund, während die calciumreicheren Feldspäte (Labradorit, Anorthit etc.) sich stärker entwickeln. Der Alkaligehalt ist, wenn gering, wesentlich durch Plagioklase verkörpert. Magnesium und Eisen spielen eine bedeutende Rolle in manchen der hierhergehörigen Gesteine, ersteres in Hornblende oder Magnesiumglimmer vertreten; Eisen auf Silicate und auf Magneteisen verteilt. Calcium erscheint in verschiedenen Mineralien (Plagioklase, ev. Epidot, Augit, zu kleinem Teil auch in Hornblenden). Wir finden dem entsprechend 50—58% SiO^2, 15—20 Al^2O^3, 5—8 Fe, während Magnesia in 5—10%, Calcium in 4—11% und Alkalien in 1—6 Procenten auftreten.

18. Diorit. Hauy. Normale Diorite bestehen nur aus Plagioklasen und grüner gemeiner Hornblende in deutlicher Mischung. Gewöhnlich sind aber Umwandlungsprodukte eines Teiles der Feldspäte zu Epidot oder ähnlichen Verbindungen, ferner Beimengungen von Glimmer und von geringen Mengen Magneteisen, von Augit (Salit) zu beobachten, und häufig bemerkt man das Auftreten von Schwefelkies; auch kommt in manchen Abarten etwas Quarz vor. — Uebergänge bestehen zum Granit, zum Gneiss, zum Syenit, zum Amphibolit, zu gewissen Diabasen. Es treten nämlich ausser den schon genannten Mineralien noch Orthoklas, Albit, Augit in das Gemenge. Auch erscheint Granat, verschiedene Titanverbindungen und Eisenglanz bald massenhaft, bald untergeordnet. Ferner findet man, anscheinend infolge von Zersetzung, chloritartige Mineralien.

Sehr beachtenswert ist in gewissen, dem Diorit zugerechneten schieferigen Gesteinen das Auftreten von Kalkspat oder Dolomit in Krystallen, welche gleichen Alters mit den anderen Krystallen des Gemenges, ja

zum Teil älter als die Feldspäte und Hornblenden zu sein scheinen.

Diorite und die z. T. mit besonderen Namen (Epidiorit, Dioritporphyr, Kersantit, Kersanton, Ophit, Kinzigit etc.) belegten Abarten desselben bilden gewöhnlich eingelagerte kleinere Stöcke, stellenweise aber schichtförmige Einschaltungen in mehr oder minder krystallinischen Schiefern. [Der Entstehungsweise nach sind die hier besprochenen Gesteine in eruptive, einst als Laven ergossene und in sedimentäre zu sondern. Beide verhalten sich zu einander, wie die Porphyre zu den Porphyroiden, bei denen die Trennung leichter als bei den dioritischen Felsarten (und leichter als bei Gabbros etc.) durchzuführen ist.]

Diorite sind äusserst zähe Gesteine, welche gewöhnlich in kleinen Felsklippen ihre Umgebungen überragen.

Den Resultaten der chemischen Analyse nach reihen sich an den Diorit eine Anzahl von Porphyriten, meist jene Abarten, welche zuweilen Mandelsteinstruktur annehmen und als typische „Melaphyre" angesehen worden waren. Ebenso finden wir den chemischen Bestand normaler Diorite bei manchen bald dem Augitandesit, bald dem Dolerit zugerechneten Gesteinen.

ε. Felsarten, in welchen Erebennite herrschen, den Feldspäten und Felsitoiten aber höchstens die Hälfte des Gesteinsgewichtes zufällt. Dadurch ist das specifische Gewicht dem aller Feldspäte überlegen, die Farbe in der Regel bei frischem Gestein eine schwärzliche. Der Kieselgehalt sinkt unter den der meisten Feldspäte herab und findet sich höchst selten als Quarz oder Tridymit verkörpert. Magnesium häuft sich besonders im Olivin, bisweilen auch in Hornblende und Glimmer; Calcium ist in den Plagioklasen, in Augit, seltener in Melilith vertreten. Magneteisen ist in grösserer Menge anwesend. Alkalien erscheinen namentlich im Leucit, im Nephelin und Hauyn, auch z. T. in Plagioklas.

19. Diabas (Namen 1815 von Brongniart für Hornblende-Feldspatgemenge aufgestellt). Sehr verschieden ist die Bedeutung, welche dem Namen Diabas bei den

verschiedenen Schriftstellern gegeben ist. Hat man sich auch seit Hausmanns Arbeiten über Diorit und Diabas am Harze 1842 gewöhnt, nur Augit und Plagioklas haltende Felsarten Diabas zu nennen, so ist doch der Umfang des Begriffes sehr verschieden aufgefasst worden. Es ist wohl am zweckmässigsten, mit diesem Namen jene kieselarmen Augit-Plagioklas-Gesteine zu verstehen, in welchen der Augit einer Umbildung in chloritartige Substanzen — seltener einer Umformung zu Hornblende — in deutlicher Weise unterworfen ist, die Feldspäte entweder ziemlich frisch oder unter Kalkspatbildung verändert, bisweilen in Saussurit, bez. Epidot übergehend sich zeigen, zuweilen auch zeolithisieren. Als Uebergemengteile erscheinen oft Olivine, die stark zu Serpentin umgewandelt zu sein pflegen, bisweilen Hornblenden, auch Diallag oder Hypersthen (welche in der Umwandlung etc. sich den gemeinen Augiten anschliessen), ferner Magnesiumglimmer; Quarz und Orthoklas sind zuweilen vorhanden; Magneteisen oder Eisenglanz finden sich, hier und da sogar reichlich, ein; Apatit fehlt nie ganz; Glas ist mikroskopisch innerhalb der Feldspäte oft, selten aber zwischen den Mineralien des Gemenges oder gar in selbständiger Ausbreitung sichtbar.

Eine grosse Menge Abarten von Diabas werden unter verschiedenen Namen aufgeführt [1]). Die Diabase treten gewöhnlich in der Form von Lavenströmen, eingelagert in Schiefern etc., auf, bilden in manchen Landschaften Felskuppen und Klippen, die durch kugelähnliche und schalige bei der Verwitterung auftretende Absonderung stellenweise auffallen, selten (wie bei Gräfeneck an der Lahn) regelmässig polygonale Säulen, sehr oft nur unregelmässige massige Zerklüftung zeigen.

Häufig sind auch Diabasgänge, bis zur geringen Mächtigkeit weniger Centimeter oder noch geringerer Stärke herabsinkend; grössere Stöcke sind dagegen verhältnismässig selten.

[1]) Körniger Diabas, Diabasporphyr, Olivindiabas, Proterobas, Leukophyr etc. — Ein grosser Teil der früher Trapp, Spilit, Aphanit und Melaphyr genannten Gesteine gehört nach chemischer und mineralogischer Beschaffenheit zum Diabas.

20. Gabbro (1810 von L. v. Buch in eingeschränkter Bedeutung eingeführter Name = Euphotid Hauy 1812). Durch vielerlei Uebergänge mit den Diabasen verknüpfte Plagioklas-Diallag-Gesteine, in denen die freien Eisenoxyde weniger hervortreten als in Diabasen, und welche eine Zoisitbildung (sog. Saussurit) auf Kosten der Feldspäte oder an Stelle dieser häufig, eine chloritische Zersetzung des Diallages und der ihn etwa begleitenden anderen Erebennite aber sehr selten zeigen. Olivin kommt in mehreren hierher gehörigen Gesteinen vor. Zum Teil in grossen Stöcken, bisweilen indes nur in Form kleinerer nestartiger Einlagerungen in krystallinischen Schiefern auftretende, massige Felsen bildende, und bei Verwitterung grosse rundliche Blöcke zurücklassende Gesteine, welche bei erheblicherer Grösse der Einzelmassen gewöhnlich durch Korngrösse und durch Verteilung der Gemengteile und Uebergemengteile verschiedene Varietäten innerhalb eines Gesteinskörpers zeigen.

Dem Gabbro geognostisch nahe stehend sind die seltneren Gesteine (Hypersthenit, Protobastitfels etc.), welche Rosenbusch unter dem Namen „Norit“ vereinigt: Gemenge von rhombischen Pyroxenen (Hypersthen und Enstatit), mit Plagioklasen oder deren Zersetzungsprodukten, und mit oder ohne Olivin.

21. Dolerit Hauy (incl. Anamesit v. Leonhard, Basanit K. v. F. = Feldspatbasalt Zirkel, z. T. Hornblendebasalt aut. etc.). Augit mit etwas Magneteisen oder Titaneisen bildet in Verbindung mit triklinen Feldspäten die Hauptmasse eines Gesteines, in welchem noch untergeordnet kleine Mengen Apatit (wie in allen Feldspatgesteinen) vorkommen und ferner als mehr oder minder massenhaft vorhandene Uebergemengteile Olivin und andere Mineralien; vicariierend für Augit auch Hornblende und dunkler Glimmer. Die Korngrösse, nach welcher Dolerit, Anamesit, Basanit unterschieden wurden, wechselt oft auf kleinem Raume einer Einzelmasse verhältnismässig stark; rein glasige Abarten sind selten, oft sind nur Spuren von Glas erkennbar, besonders innerhalb etwaiger grösserer Krystalleinschlüsse, auch in einzelnen

Nestern etc. — Dolerite bilden gewöhnlich Ströme, bisweilen (wenn Stauung vorlag) schwollen solche zu mächtigen Stöcken heran. Gänge kommen auch häufig vor, erreichen jedoch selten mehr als 2—3 m Mächtigkeit. Die Absonderung ist massig oder säulenförmig, selten plattenartig, selten auch kockolithisch. Oft bilden Dolerite Felsklippen und Felskuppen, daher sind, wo mehrere Doleritströme übereinander liegen, gewöhnlich treppenförmige Gehänge entwickelt, während die Reste eines einzelnen Doleritstromes sehr oft auf fremder Unterlage als höchst auffallende Bergkuppen erscheinen.

Mit mehreren anderen Gesteinen durch Uebergänge verknüpft, sind die in vielerlei, zum Teil mit besonderen Namen bezeichneten, Abarten vorkommenden Dolerite insbesondere von den auf gleiche Weise zusammengesetzten Diabasen und von den Augitandesiten nur mit gewisser Willkür zu trennen: in der Armut an Zersetzungsprodukten, besonders an chloritischen Substanzen, liegt der petrographische Unterschied gegen Diabase; im grösseren Reichtum an Augit und seinen Stellvertretern, und damit zusammenhängend in einem specifischen Gewichte, das wesentlich höher als das der Feldspäte ist, und in geringerem Kieselgehalte der Unterschied [1]) gegen die Augitandesite.

22. Tephrit (K. v. F. 1865, jetzt in eingeschränkter Bedeutung). Neben Augit, der oft von Hornblende ganz oder teilweise ersetzt sein kann, und von Magneteisen oder Eisenglanz begleitet ist, erscheinen Plagioklase und Felsitoide (besonders Nephelin und Hauyn, auch Leucit) als wesentliche Gemengteile; Glas ist in wechselnden Mengen oft mikroskopisch, selten makroskopisch nachweisbar. Als Uebergemengteile (zu denen Rosenbusch auch den Hauyn rechnet) finden sich hier und da Sanidin,

---

1) Petrographische Systeme, welche, wie das von Rosenbusch in der „mikroskopischen Physiographie der massigen Gesteine" eingehaltene, die Felsarten nach der Anwesenheit, nicht nach dem Mengenverhältnis von Hauptgemengteilen und nach geologischem Alter gruppieren, vereinigen Dolerit und Augitandesit, zumal viele Autoren die grobkörnige, granitähnliche Ausbildung für das wichtigste Kennzeichen der „Dolerite" angegeben haben, welches Merkmal nicht mehr für einen Hauptgrund der Einteilung gilt.

dunkler Glimmer, Titanit etc. Ist ein erheblicher Altersunterschied der vorhandenen Erebennite nachweisbar, so ist der Augit in der Grundmasse, die Hornblende in den grösseren krystallinischen Ausscheidungen vorhanden. — Die Gruppierung und Verteilung der Mineralien bringt vielerlei Tephrite hervor; deutlich körnige Varietäten heissen z. B. Teschenite, Buchonite etc. Die Tephrite treten vorzugsweise in Stromform und in Gangform auf unter ähnlichen Verhältnissen wie Dolerite, Basalte etc.

23. Basalt (von Agricola[1]) 1546 für das Gestein vom Schlossberge zu Stolpen eingeführter Name, der im Altertum für harte, eisenfarbige Gesteine gebraucht wurde, angeblich ein korrumpiertes ägyptisches Wort, das aber Plinius (lib. 36 cap. 7) etymologisch von βασανιζω, bez. von βασανος = Kieselschiefer oder Lydit ableitet. (S. Konr. Gesner de foss. fig. Blatt 20, ff. mit Kentmanns Brief 1565.) 1694 wurde durch Molineux der Name Basalt auf die Gesteine am Giants Causeway übertragen; 1765 durch Desmarest der Basalt als Lava erkannt. Durch Cordier wurde Basalt als Haupttypus der Gesteine, worin Augitteile herrschen, bezeichnet.

Gesteine von grösserer Basicität als die Dolerite, welche eine an Augit reiche, Olivin führende und Magneteisen oder Eisenglanz, auch wohl gediegen Eisen enthaltende, mit Plagioklas durchwachsene Masse darbieten, aus welcher zuweilen grössere Olivin- und Augitkrystalle oder Körner von diesen Mineralien, seltener von Hornblende, von titanhaltigem Magneteisen und von anderen Substanzen hervortreten. Glas findet sich häufig in Form ganz zarter, gewissermassen die Gemengteile umflechtender Häute, als Basis oder Magma, seltener in selbständiger Ausbildung; es tritt besonders in den Rindenteilen der Ströme und Gänge, sowie in ausgeschleuderten Schlacken und Bomben, in ausgesickerten Lavastalaktiten etc. hervor. Grössere Verbreitung hat man vom Basalt-

---

[1]) De natura fossilium Lib. VII, p. 631 und 633 der Baseler Ausgabe von 1557. — Der Schlossberg von Stolpen ist von Charpentier (Min. Geogr. der Chursächs. Lande 1778, S. 34 ff.), von Freiesleben (Oryktographie V. 40), von Naumann und Cotta Geogr. Beschreibung d. K. Sachsen V. 481 beschrieben; am ausführlichsten neuerdings durch E. Geinitz, Abh. d. naturf. Ges. Isis, 1882.

glas (Basaltobsidian oder Basaltvitrophyr) namentlich durch Cohen und Kruckenberg von Hawaii kennen gelernt. Im Auftreten und in der Absonderung verhalten sich die Basalte wie die Dolerite und Tephrite. Basaltsäulen galten lange für eine Art von Krystallen. Abarten oder Varietäten werden durch die Uebergänge in die genannten Gesteine, in Nephelinite etc. durch wechselnde Grösse des Kornes, durch Hervortreten von porphyrischem Gefüge, durch Unterschiede in der Menge und der Verteilung der Konstituenten hervorgerufen. Eukrit (G. Rose) sollte die Anorthit-Augitgesteine bezeichnen.

24. Nephelinit. Dass Nephelin sich an der Zusammensetzung basaltähnlicher Gesteine beteiligt, erkannten 1822 v. Leonhard und Gmelin durch Untersuchung des Gesteines vom Katzenbuckel am Odenwald; nachdem eine Reihe weiterer Studien auch anderwärts ähnliche Gesteine nachgewiesen hatten, kamen die Bezeichnungen Nephelindolerit, Nephelinfels, Nephelinit und Nephelinbasalt (Senft 1857) auf, von welchen zur Benennung des Typus die kürzeste und einheitlichste am meisten geeignet erscheint. Augit und Magneteisen mit Nephelin sind die wesentlichen Gemengteile, zu welchen ausser den in Silikatgesteinen fast allgemein verbreiteten kleinen Mengen Apatit oft noch Plagioklas, Hauyn, Sanidin, Leucit, dunkler Glimmer, Granaten (besonders Melanit) und Olivin hinzutreten, sowie auch wechselnde Mengen von Glas. Je mehr das Gemenge ein dichtes wird, um so weniger pflegt das Gestein direkt erkennbar zu sein; die stärkere Verwitterbarkeit und das Heraustreten etwaigen porphyrisch eingesprengten Augites aus gebleichter Rinde, sowie die Wahrnehmung von Natriumzeolithen (Natrolith, Analcim etc.), helfen aber indirekt zur Unterscheidung von den ähnlich aussehenden Basalten, Doleriten etc. Durch die mikroskopischen Untersuchungen erst ist die weite Verbreitung der feldspatfreien Nephelinite erkannt worden, deren Vorkommen früher für ein beschränktes galt. — Vielerlei Abarten, von denen manche in einem Gesteinskörper verbunden sein können, werden durch Dimensionen und Mengenverhältnisse der wesent-

lichen und der accessorischen Gemengteile hervorgerufen, einige führen besondere Namen.

25. Leucitophyr. Die Vesuvlaven mit deutlichem Leucit wurden (? von wem zuerst) Leucitophyre, Leucitite (bez. durch Druckfehler? Leucilite) und mit dem Vulgärnamen Sperone benannt. Die Zusammensetzung dieser Gesteine ist wesentlich durch das Vorwalten von Leucit, Augit und Magneteisen bestimmt, indes kommen eine Menge accessorischer Bestandteile hinzu, die stellenweise sich anhäufen und in den Ergüssen verschiedener Ausbrüche ungleich verteilt sind: Sanidin, Plagioklas, Nephelin, Glimmer, Olivin, der allverbreitete Apatit etc. Ferner beobachtet man auf Drusenräumen Hornblende, Melanit, Sodalith etc. — Eine Anzahl dieser Gesteine zeigt bis fast 55% Kieselsäure, andere sind kieselärmer. — Den Vesuvischen Leucitophyren schliessen sich eine Menge anderer Vorkommnisse an, in denen Leucit und Augit Hauptgemengteile sind, von dem leucitreichsten dieser Gemenge, dem interessanten von Zirkel[1]) aus Wyoming beschriebenen, licht gelblichgrauen Gestein bis zu den schwarzen Leucitbasalten, auf deren Vorhandensein erst 1869[2]) Zirkel auf Grund seiner mikroskopischen Studien hinwies. Die in Sammlungen verbreiteten, von Naumann 1860[3]) beschriebenen Pseudomorphosen aus dem Basaltgebiete bei Oberwiesenthal hatten diese Vorkommnisse angedeutet. Auch in und mit den unter verschiedenen Namen aufgeführten Augit-Leucit- und Leucit-Augitgesteinen finden sich wechselnde Mengen von Glas.

26. Melilithbasalt, Stelzner 1882, 1883. In den Analysen einer beträchtlichen Anzahl basaltischer Gesteine erschien die geringe Menge Thonerde neben viel Kalk auffallend, ohne dass jedoch mehr als kurze Hindeutungen auf die Beobachtung von tetragonalen Mineralien gemacht worden wären, die bei mikroskopischen Untersuchungen bemerkt worden waren. Stelzner gebührt das Verdienst

1) Mikroskop. Petrogr. geol. expt. of the 40. Par. S. 259.
2) N. Jb. f. Min. 1880, S. 61.
3) Pogg. Annalen.



des Nachweises, dass oft unter dem Mikroskop Melilith bez. Humboldtilith mit Nephelin verwechselt worden ist. Es gibt aus Olivin, Melilith und in dritter Linie aus Augit bestehende, überdies Nephelin, Glimmer, Magneteisen, Perowskit, Chromit, spärlich Apatit und zuweilen Hauyn führende, sehr basische und mit mehr als 90 % in Salzsäure lösliche Felsarten vom Aussehen des Basaltes und von hohem specifischem Gewicht. Diese Gesteine sind durch melilithführende Zwischenglieder namentlich mit den Nephelinbasalten verknüpft. Es erscheint nicht überflüssig, darauf hinzudeuten, dass die von Rosenbusch mitgeteilte Analyse des „Limburgit“ von der Limburg im Kaiserstuhl trotz der bedeutenden Abweichung von den bekannten Analysen von Melilithbasalt doch der Vermutung Raum gibt, hier liege ein Gebilde vor, das sich zu einem melilithreichen Gemenge hätte gestalten können, wenn dasselbe nicht zum grossen Teile glasig geblieben wäre. (Limburgit enthält in amorpher Grundmasse Augit, Olivin der Abart Hyalosiderit, ein wenig Magneteisen und Infiltrations- oder Sekretionsprodukte.)

b. Feldspatfreie und feldspatarme Silikatgesteine.

α. Es herrschen Magnesiumsilikate und ev. auch Augit.

27. Pikrit (Tschermak 1867). Gemenge von serpentinähnlichen und von chloritartigen Silikaten mit etwas Magneteisen und Titaneisen, welche noch mehr oder minder deutliche Reste von Augit, von Olivin, von Amphibol, Magnesiaglimmer etc. zeigen, auch durch Zusammensetzung und Auftreten ihre nahe Verwandtschaft mit gewissen, namentlich olivinreicheren Diabasen bekunden.

28. Serpentin (erst durch Wallerius gegen 1750 scheint der von Plinius übernommene, von Agricola für das Zöblitzer Gestein, von Gesner 1565 ausser für dieses auch für den Topfstein von Chiavenna gebrauchte Namen Ophites in marmor serpentinum [Serpentinmarmor] latinisirt worden zu sein). Das Serpentin genannte, grossenteils durch Metamorphose aus Olivin entstandene Mineral herrscht und bildet, oft von Chrysotiladern durchzogen, ein Gestein, welchem Granat (z. T. chloritisiert), auch

Enstatit oder Diallag mit ihren Zersetzungsprodukten, ferner Chromeisen, Magneteisen, Chromspinell = Picotit etc. beigemengt sind. Olivinreste werden oft wahrgenommen. Sog. Bronzit (ein zwischen Enstatit und Hypersthen stehendes Normalsilikat) bildet zuweilen kleine lagen- oder nestartige accessorische Bestandmassen.

Schichten und Stöcke in Gebieten krystallinischer Schiefer, meist Felsen und Kuppen bildend, welche durch Kümmerlichkeit der Vegetation auffallen.

29. Olivinfels. Olivin ist der Bestandteil einer Felsart, in welcher die eben beim Serpentin aufgeführten Einmengungen und meist Erscheinungen der Umbildung zu Serpentin wahrgenommen werden. Die Vorkommnisse haben zum Teil auf Grund lokaler Ausbildungen eigene Namen (Lherzolith, Eulysit, Dunit etc.).

30. Ophit. Der alte Name, von Palassou auf gewisse Gesteine der Pyrenäen übertragen und von da nach andern Gegenden übernommen, bezeichnet Gesteine, in welchen verschiedene Augitarten (Augit, diallagähnlicher Augit, Diallag, Uralit) herrschen, teilweise mit Chloritisierung. Feldspäte verschiedener Art und Epidot (gewöhnlich als Umbildungsprodukt angesehen) kommen mit mancherlei weiteren Mineralien vor. Auch Abarten der Diorite sind Ophit genannt worden.

31. Amphibolit. Meist grobschieferiges bis plattenförmig brechendes, vorwiegend aus Hornblende oder Strahlstein, oder aus mehrerlei Hornblenden, bisweilen aus Hornblenden und Augit (zum Teil Salit) bestehendes Gestein, welches auf der einen Seite durch accessorische Feldspäte (und Epidot) in Diorite, anderseits durch Granataufnahme in Eklogit, auch durch Talkführung in Talkschiefer und in Topfstein übergeht, meist Schichten in krystallinischen Schiefern bildet. Häufig reich an Schwefelkies, Magneteisen etc.

32. Eklogit. Im reinsten Zustande aus schönen, durchscheinenden, lichtgrünen Erebenniten (Omphacit und Smaragdit) mit lichtroten, gleichfalls durchscheinenden Granaten zusammengesetzt, oft mit accessorischen Mineralien, wie Epidot, Zoisit, Disthen, Quarz etc., geht der

Eklogit sehr oft in granatführende Amphibolite oder in Dioritschiefer über. Er kommt unter denselben Verhältnissen wie Amphibolit vor.

33. Topfstein (Ollaris Wallerius). Giltstein, Lavezstein. Inniges Gemenge von Serpentin, Talk und Chlorit, oft mit eingewachsenen Krystallen eisenarmen Strahlsteins und häufig mit eingesprengten Rhomboedern von Magnesit oder von Dolomit. Zwischenlagen in Glimmerschiefern und Gneisen etc.

34. Chloritschiefer. Schuppen chloritischer Mineralien sind teils allein, teils mit Talkblättchen und Glimmerlamellen zu einem dunkelgrünen, in der Regel dickschieferigen Gestein verknüpft, das sehr oft grössere Oktaeder von Magneteisen und Würfel von Schwefelkies, nicht selten auch Plagioklaskrystalle etc. accessorisch enthält. Anschliessend die „Chloropitschiefer“ Gümbels und die „Thuringitgesteine“ etc.

35. Trotz der sehr beschränkten, oft nur bestegartigen Verbreitung soll hier der aus Talkblättchen, in der Regel mit durchfilzenden Hornblende- (Strahlstein- oder Tremolit-) Nädelchen durchwachsene Talkschiefer und der dichte Talk oder Speckstein — bei Wunsiedel Umbildungsprodukt von Dolomit und von darin vorgekommenen Quarzen — erwähnt werden.

β. Es herrschen aluminiumhaltige Silikate.

36. Glimmerschiefer (Voigt 1785 und Werner 1786). Zarte Blätter und Schuppen von Glimmerarten bilden entweder fast ohne fremde Beimengung oder mit Quarz, oder mit Quarz und verschiedenen Silikaten ein Gestein, das im ganzen schieferiges Ansehen und Gefüge und meist weisse oder helle Farbe hat. Quarz bildet oft, ähnlich wie in Granuliten, feine Platten und Linsen, er mengt sich auch lagenweise ein. Von den Silikaten sind wohlausgebildete Granatkrystalle, Turmaline, Disthen, Staurolith und Feldspäte besonders häufig, seltener die (manchmal büschelförmig angeordneten) Hornblenden, der Talk und Chlorit etc. Eisenglanz, Magneteisen oder Schwefelkies finden sich oft ein, und (mehr mikroskopisch als makroskopisch) Rutil.

Zahlreiche Abarten, darunter die Muscowitschiefer, Biotitschiefer, zweiglimmerigen Glimmerschiefer, Paragonitschiefer, Sericitschiefer, Gneisglimmerschiefer etc.

Vorkommen schichtförmig und in einigen Fällen auch gangartig.

37. Phyllit (wohl als Uebertragung von Brongniarts Phyllade [1815] zu betrachten) = Thonglimmerschiefer oder Urthonschiefer. Feine Schüppchen von Glimmern oder ähnlichen Mineralien verleihen den parallelen und oft gefältelten Schichtflächen, seltener dazu irgendwie geneigten Schieferungsflächen einen seidenartigen Glanz. Es gelingt indes schwer, diese Blättchen zu isolieren. Selbst mikroskopische Untersuchung gibt über die vorhandenen und meist krystallinisch gebildeten Mineralteile meistens ungenügenden Aufschluss, weil die Substanzen zu fein krystallinisch oder zu dicht verfilzt sind. In vielen Phylliten des Fichtelgebirges scheint nach Gümbel etwa die Hälfte der Masse aus Quarz- und Feldspatteilen, etwa ein Drittel aus glimmerähnlichen Mineralien und fast ein Sechstel aus chloritischen Silikaten zu bestehen. In manchen Phylliten hat man eine vielleicht dem Allophan nahestehende Substanz als einen „opalähnlichen Gemengteil“ bezeichnet. Als Uebergemengteile beobachtet man Magneteisen, Schwefelkies, auch Graphit, deutliche Glimmereinmengungen, gelegentlich Aluminiumsilikate, wie Andalusit oder Chiastolith, auch Ottrelit, Schörl und Hornblende nebst einer Anzahl Umwandlungsprodukten. Augitartige Calciumsilikate spielen in manchen Phylliten eine erhebliche Rolle. — Kalkspat und Bitterspat werden in einigen wenigen Phylliten durch chemische Reaktion wahrgenommen und zeigen sich unter dem Mikroskop bald von Infiltration abhängig, bald auch als kleine, mit den Silikaten wahrscheinlich zugleich gebildete Rhomboeder und Krystallgruppen. Häufig sind mikroskopisch Rutil und Titanit (als Leukoxen oder Titanomorphit) wahrgenommen worden. — Zahlreiche Phyllitabarten werden zum Teil unter besonderen Namen aufgeführt. Phyllite sind nur in Schichtform bekannt und bilden oft in Wechsellagerung mit amphibolitischen,

mit porphyroidischen oder hälleflintaähnlichen, mit quarzitischen Felsarten und mit Marmor- oder Kalksteinlagern ausgedehnte Gebirgsmassen, die oft ebene oder wellige Höhen, aber schroffe, zum Teil felsige Thäler zeigen und einen steinigen Boden zu liefern pflegen.

38. Thonschiefer (Voigt 1785 und Werner 1786). Der Name Schiefer, welcher die leichte Trennbarkeit eines scheinbar homogenen Gesteines in tafelförmige Stücke ausdrückt (fissile oder lapis fissilis), bezeichnete bei Agricola und Kentmann, wie auch noch im 18. Jahrhundert hauptsächlich den Thonschiefer und Phyllit; als aber Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer etc. unterschieden wurden, trat der Ausdruck Thonschiefer ein. Nach Abtrennung der Phyllite bleibt „Thonschiefer“ auf die oft durch falsche oder transversale Schieferung [1]) ausgezeichneten Gesteine beschränkt, welche auf den Schichtflächen nur geringen Glanz oder Schimmer zeigen, mehr erdigen bis splitterigen Bruch neben der Schieferung oder der stengeligen Absonderung wahrnehmen lassen und welche in sehr verschiedenen Farbentönen und in sehr zahlreichen Abarten auftreten. Gegenüber den Phylliten ist bei mikroskopischer Untersuchung der scheinbar einfachen Massen gewöhnlich durch die etwas reichlichere Einmengung von Bruchstücken, Splittern und gerollt erscheinenden Mineralteilen, besonders von Quarz und von Glimmer, ferner durch häufigeres Auftreten von Kohlenpartikelchen, Schwefelkies etc. ein Unterschied ausgeprägt. Man findet auch unter den Mineralien in Thonschiefern häufig eine Art Grundteig, welcher wohl einem oder mehreren amorphen Silikaten angehört und in welchem eine Menge von kleinen und kleinsten Krystallen neben Mineraltrümmern liegen. Rutilnädelchen sind u. a. nicht selten. Oft sind Glimmer und Faserquarz strahlenförmig um irgend welche Kerne angeordnet. Häufig erkennt man Kalkspatrhomboeder oder krystallinische Partien davon. Organische Reste sind häufig nur

---

[1]) Auf die Abweichung von Schieferung und Schichtung scheint Voigt zuerst aufmerksam gewesen zu sein. Praktische Gebirgskunde 1792, S. 39.

in Gestalt von verzerrten und verschobenen Abdrücken und Steinkernen vorhanden.

Die, stets in Schichtform auftretenden, Thonschiefer sind durch sehr mannigfaltige Uebergänge mit andern Gesteinen verbunden; eine interessante, oft wiederkehrende Erscheinung sind mit Thonschiefer durchflochtene Kalksteine, und Thonschiefer, welche an Kalkknollen sehr reich sind. Die schwefelkiesreichen und besonders die mit Markasit durchwachsenen Thonschiefer geben oft durch Oxydation zur Bildung von Alaunschiefern (Ampeliten) Anlass.

Wetzsteine sind meist hellgrünlich oder grau gefärbte, in dickeren Platten brechende, bald den Hälleflinten und Adinolen, bald den Quarziten, bald den hellen Thonschiefervarietäten sich anschliessende Gesteine, welche untergeordnete Einlagerungen in Thonschiefern darstellen.

39. Schalstein (Oppermann 1836). Sehr mannigfaltige Gesteine, welche in manchen Vorkommnissen den Chloritschiefern und dunkelgrünen Thonschiefern gleichen, in andern durch rundliche, eingemengte Kalkspatkörner mandelsteinähnlich werden, auch in Breccien und Konglomerate übergehen und bisweilen organische Reste enthalten. Der chemische Bestand ist diabasähnlich, und Augit, Magneteisen oder titanhaltiger Eisenglanz, oder Titaneisen, sowie Plagioklase finden sich neben chloritartigen, zoisitähnlichen und epidotischen Umwandlungsprodukten, neben Kalkspat, Schwefelkies, bisweilen Quarz etc. häufig vor; öfters aber sind die erstgenannten (die ursprünglichen Diabasgemengteile) der Zersetzung ganz unterlegen.

40. Schieferthon (Voigt, Werner). Gewöhnlich graue oder schwärzliche Gesteine, welche durch starken Thongeruch beim Anhauchen und durch Kleben an der Zunge die Anwesenheit reichlicher Mengen kaolinitähnlicher Silikate in einem durch matteres Aussehen, minder klare tafelförmige Absonderung (die nie als falsche Schieferung auftritt) und durch die Bildung eines weniger steinigen Bodens sich von den durch Uebergänge damit verbundenen Thonschiefern unterscheiden. Zu-

weilen durchziehen fettig glänzende Quetschflächen die Schieferthone in verschiedenen Richtungen. Auf den Schichtflächen liegen häufig organische Reste in wenig oder nicht deformierter Gestalt. Dünnblätterige Wechsellagerung von Schieferthon und Kalkspat oder Eisenspat, Bedeckung der Schichtflächen mit Lagen feiner Glimmerschüppchen, Einmengung von solchen und von Quarzsplittern oder Quarzteilen sind häufig. Auch trifft man nicht selten ellipsoidische Geoden oder Nieren von Kalkstein oder Eisenstein, zuweilen als Septarien entwickelt. Von den Abarten ist der bituminöse Brandschiefer eine der am meisten genannten.

41. Thonstein (Werner). Massig bis dickplattig brechendes, mehr oder minder poröses und scheinbar einheitliches Gestein, welches wie der Schieferthon die reichliche Anwesenheit kaolinitartiger Bestandteile verrät, gewöhnlich hell, weisslichgrau bis ziegelrot gefärbt ist und nicht selten pisolithische Körner durch Färbung oder Ablösung erkennen lässt, welche ebenfalls aus Thonstein bestehen. — Unter dem Mikroskop stellt das Gestein sich als ein Umbildungsprodukt einer an mehr oder minder zersplitterten Feldspatkrystallen, oft auch an Quarzpulver reichen Masse dar. Von den ursprünglichen Feldspäten ist bald ein grösserer, bald nur ein sehr kleiner Teil erhalten, oft nur noch die Form bei vorgeschrittener Pseudomorphosierung erkennbar. Als Bindemittel erscheinen zwischen diesen Resten bald feinschuppige, bald grossblätterige, aber unregelmässig begrenzte Kaolinit-Aggregate, bald auch chalcedonartige Massen, bisweilen auch infiltrirter Flussspat etc.

42. Schieferletten (F. Hoffmann 1830). Bunt gefärbte bis graue, in kleine plattenförmige oder würfelähnliche Stücklein zerfallende, an kaolinitähnlichen Mineralien reiche, bisweilen durch eingeschwemmte Glimmerschuppen etwas glänzende, häufig durch Quarzkörner oder Quarzsplitter sandige Gesteine. Zuweilen kleine Mengen von Kalkspat oder von Dolomit enthaltend.

43. Steinmergel (? von wem zuerst gebrauchter Name). Feste und harte, meist in mehr oder minder

regelmässig würfelförmige Stücken zerfallende, gewöhnlich hell gefärbte Gesteine, welche aus schieferthonähnlicher (zuweilen von Chalcedon oder Hornstein durchzogener) und mit Kalkspat oder Dolomit durchwachsener Masse zusammengesetzt sind.

44. Mergelschiefer. Mehr oder minder harte, in der Schichtung parallele Platten brechende Gesteine von ähnlichem Bestande wie die Steinmergel. Ein von bituminösen Stoffen und Erzteilen durchdrungener Mergelschiefer ist der Eisleber Kupferschiefer, den Agricola schon auszeichnete.

45. Mergel (von Agricola eingeführtes Wort = Mergelthon). Weiche und gewöhnlich plastische Massen, welche vorzüglich aus kaolinitartigen Silikaten und aus Kalkspat (oder im Dolomitmergel Bitterspat) bestehen. Als Uebergemengteile kommen noch Quarz, Glaukonit, Schwefelkies oder Markasit (welche bei Oxydation zur Bildung von Gyps und Brauneisenstein Anlass geben) und sehr oft kleine mikroskopische Krystalle von Silikaten vor. Konkretionen als Geoden und als Septarien häufig.

46. Thon (1546 führte Agricola und 1565 Kentmann das Wort Than ein, welches seitdem in der Schreibweise [ob auch in der Aussprache?] verändert wurde). Kaolinit und ähnliche Silikate mit mancherlei Beimengungen, welche jedoch Plastizität und Undurchlässigkeit des zu Grunde liegenden Aluminiumsilikates nicht aufheben. Die Unschmelzbarkeit reiner Thone geht jenen verloren, welche reichlichere Beimengungen von Kalkspat oder von schmelzbaren Silikaten besitzen. Die Abarten des Thones werden meist nach der technischen Anwendbarkeit unterschieden (Porzellanthon, Pfeifenthon, Töpferthon, Walkererde etc.). Thon kommt hauptsächlich in Schichtform vor, bildet den Untergrund ebener Landstriche, die wasserreich zu sein pflegen. Lehm ist ein durch Eisenhydroxyd gefärbter, an eingemengten Körnern von Quarz etc. reicher, oft auch etwas mergeliger Thon.

47. Löss heisst eine gleichfalls dem Thon nahestehende, aber nicht oder kaum plastische Masse, welche unter dem Mikroskop vorwiegend ganz feine Mineral-

splitterchen (Quarz, mehrere durch Farbe, Form und optisches Verhalten unterschiedene Silikate) neben Kaolinitblättchen und mehr oder minder deutlich rhomboedrischen Kalkspatteilen zeigt. Die Färbung rührt von sehr untergeordneten Partikeln von Brauneisenerz her, welche, wie es scheint, die Kaolinitblättchen überziehen, denn nach Behandlung mit Säuren werden diese klarer. — Löss und Lehm umschliessen, wie es auch viele Thone thun, kalkige Geoden und Septarien (Lösskindel).

B. Kieselgesteine. Den Hauptteil der Felsart bilden Quarz und seine Varietäten oder Opal.

a. Quarz ist vorwiegender Gemengteil.

48. Quarzit. In krystallinischer Entwickelung bildet Quarz entweder allein oder mit sehr geringen Mengen von glimmerähnlichen oder anderen Silikaten ein Gestein, das durch seine Härte, sein nur mechanisches Zerfallen, wobei meist Blöcke von ansehnlichen Grössen entstehen, und durch die Unfruchtbarkeit des darauf sich bildenden Bodens auffällt. Echte Quarzite treten gewöhnlich nur als Schichten von nicht beträchtlicher Ausdehnung auf; man benennt aber nicht selten Mittelgesteine zwischen Thonschiefer bez. Wetzschiefer, Phyllit oder Glimmerschiefer und echten Quarziten auch noch mit letzterem Namen. Diese Mittelgesteine sind in manchen Regionen ziemlich verbreitet.

Quarzite, welche in Form schwächerer, selten über 3 m mächtiger Bänke zwischen losem Sande lagern und häufig nur in Gestalt von einzelnen konkretionären Blöcken — nicht selten mit rauher Oberfläche — auftreten, sind Knollensteine genannt worden.

49. Hornstein (und Feuerstein), d. h. Chalcedon und Quarz, die oft nur in Form von Konkretionen (Nester, Nieren, Schnüre etc.) oder als Verkieselungen (pseudomorph, zum Teil in Gestalt organischer Reste) innerhalb mancher Kalksteine auftreten, bilden stellenweise mächtige Bänke oder Felsen von 10 und mehr Meter Mächtigkeit.

50. Kieselschiefer (Werner). Lydit. Ausserordentlich dichte, gewöhnlich tief schwarze, aber von weissen Quarzadern durchtrümerte Gesteine, welche bisweilen in

dünne Blätter spalten, oft aber nur eckige Stücken zeigen, rauhe, zackige Felsen bilden und den Untergrund sehr unfruchtbarer Distrikte darstellen. Die häufig eingemengten Schwefelkiese lassen bei der Verwitterung eigentümliche Hohlräume zurück. Kohlige, meist anthracitische Partikel bilden das Färbungsmittel, welches, wie das Mikroskop zeigt, zum Teil in auffallender Gruppierung das Gestein durchzieht. Körner oder Haufen von Quarz mit unbestimmten Umrissen werden oft wahrgenommen. Wasserhelle, chalcedonartige Substanz ist gewöhnlich die Grundmasse, welcher auch kleinere oder grössere Anteile von amorpher, in Kalilauge löslicher Kieselsäure angehören, wie Gümbel nachgewiesen hat. Mehr oder minder kugelige Reste kleinster Organismen (Sphärosomatiten) haben an der Zusammensetzung mancher Kieselschiefer erheblichen Anteil.

51. Grauwacke (von Trebra 1785). Körner und Splitter verschieden gefärbter Quarze und oft auch von Silikaten sind mehr oder minder dicht in einer dem Thonschiefer ähnlichen Masse eingelagert, welche unter dem Mikroskop eine Anzahl krystallinischer und auskrystallisierter Mineralteilchen zeigt. Gewöhnlich in scharfe, unregelmässige Stücke zerfallendes, bankartige Schichten bildendes Gestein, von dem viele Abarten — zum Teil Uebergänge in Thonschiefer, in Sandstein, in Konglomerate und Breccien bekannt sind. Organische Reste kommen bald in verkohltem Zustand, bald als Steinkerne vor.

52. Sandstein (eigentlich Quarzsandstein, von Agricola eingeführter Name). Quarz in Gestalt gerundeter, oder durch nachträgliche Krystallisation ausgeheilter Körner und Brocken, oder in Splitterform ist das bezeichnende, gewöhnlich bei weitem vorherrschende Mineral, dem sich in vielen Sandsteinen Feldspatkörnchen, Glimmerblätter, Glaukonitkörner und andere Silikatteilchen beimengen. — Zwischen den Körnern befindet sich ein sog. Bindemittel bald krystallinischer, bald mehr erdiger Natur, in letzterem Falle jedoch in der Regel wenigstens zum Teil Krystallausbildung von Silikaten zeigend. Als

Bindemittel erscheinen besonders häufig Kalkspat oder Dolomit, Thon bez. Schieferletten und Schieferthonen ähnliche Massen, seltener (bei Uebergängen in Quarzite) Quarz oder Hornstein.

Die Sandsteine bilden Schichten, innerhalb deren oft diskordante Parallelstruktur hervortritt und deren Oberflächen und Unterflächen häufig mancherlei eigentümliche Erscheinungen zeigen. Petrographisch unterscheidet man Abarten nach der Natur des Bindemittels und nach dem Hervortreten von Silikatkörnern (Arkose ist feldspatreicher Sandstein, Grünsandstein ein solcher mit viel Glaukonit). Auch die Absonderung gibt zu petrographischen Unterscheidungen Anlass. Mehr verbreitet sind Namen, welche auf das geologische Alter oder auf etwaige eingeschlossene Petrefakten Rücksicht nehmen (hauptsächlich oft Tierreste als Steinkerne und Abdrücke, vielfach Pflanzenreste).

Die Reliefformen des Bodens und die Verteilung der Gewässer ist, wie die Vegetation, auf den Sandsteinen in der Regel vom Bindemittel abhängig; ist dies thonig, so entstehen sanftere Formen, und stehende Gewässer sind häufig; in kieseligen Sandsteinen sehen wir schroffe Bergformen und trockene Landschaften.

53. Quarzsand. Lose Quarzkörner, selten lose Quarzkrystalle, bilden für sich oder mit eingemengten Körnern und Krystallen von Silikaten, von Kalkspat, von Eisenoxyden etc. Gesteine, welche, wenn frei an der Erdoberfläche liegend, oft zu neuer Anhäufung von Flugsand oder Triebsand Anlass geben.

b. Opal ist das herrschende Mineral.

54. Kieselsinter. Mehr oder minder poröse, schalig gebildete Opalmassen, welche durch ihre Formen und Absonderungen, sowie durch Inkrustation fremder unorganischer oder organischer Körper ihren Ursprung aus kieselreichen Quellen verraten.

55. Tripel. Opalmassen von erdigem Aussehen, welche fast ausschliesslich aus den Kieselschalen oder Kieselpanzern von Diatomeen oder Polycystinen gebildet sind. Nach diesen Organismen und nach der Art des

Zusammenhaltes unterscheidet man Abarten; so ist Polierschiefer ein feinblätteriges helles Gestein dieser Art; Dysodil ein ebenfalls feinblätteriges, aber von bituminösen Substanzen durchtränktes, dunkleres; Kieselgur ein mehlartig-erdiges.

Dichte Opale mit muscheligem, mehr oder minder fettigglänzendem Bruche kommen als Opalschiefer, Menilite etc. ganz untergeordnet vor und erscheinen zuweilen als veränderte Tripel.

C. Kieselarme Gesteine. Silikate und Quarz treten in den Haupttypen nicht, oder nur als Uebergemengteile auf.

a. Kalksteingruppe.

56. Kalkstein (seit Agricola eingeführter volkstümlicher Name). Kalkspat bildet die Hauptmasse des Gesteines [1]). Dasselbe ist durchweg krystallinisch, denn selbst die vielbesprochenen Kalkkügelchen und Kokkolithen üben meist auf das polarisierte Licht Wirkungen aus, wenngleich manche dieser Körperchen sich als embryonale Krystalle oder Krystalliten von Kalkspat betrachten lassen. Eine oder mehrere Generationen von Kalkspatkrystallen und Krystalloiden oder Krystallgruppen schliessen sich aneinander und sind mit mancherlei etwa vorhandenen Beimengungen verbunden. — Die Kalkspatgenerationen sind, wo mehrere vorhanden, gewöhnlich durch die Farbe ein wenig voneinander unterschieden, meistens aber hauptsächlich durch ihr verschiedenes Verhalten gegen die in vielen Kalksteinen reichlichen Spuren organischer Gewebe und Substanzen. Ringsum ausgebildete rhomboedrische Krystalle gehören meist zur ältesten Kalkspatgeneration, ausser in den Fällen, in welchen organische Reste eine noch frühere, lückig entwickelte Kalkmasse geliefert haben, welche gewissermassen den Ansatzpunkt für das Gestein, z. B. in Korallenkalken, geboten hat. Gleich alt mit den Kalkspatrhomboedern, oder doch gleichzeitig in das Gestein

---

1) Aragonit bildet gewisse Quellsinter, aber bei der geringen Verbreitung solcher Massen kommen sie für die Petrographie wenig in Betracht. In manchen Kalksteinen sind kleine Mengen Aragonit, zum Teil als organogen erkennbar, accessorisch vorhanden.

gelangt erscheinen gewöhnlich die darin enthaltenen Silikate, unter denen nicht selten rundum ausgebildete Krystalle vorkommen, und die kleineren, oft zertrümmerten Organismenreste. — Statt der Kalkspatrhomboeder haben sich in manchen Kalksteinen die bald mehr radiale, bald mehr konzentrische Krystallisationstendenz zeigenden Rogensteinkörner entwickelt, oft um einen Kernpunkt (einen organischen oder anorganischen Körper) herum.

Blieb, wie gewöhnlich, auch nach dem Absatze des die Kalkspatrhomboeder oder die Oolithkörner enthaltenden Materiales eine Anzahl von Hohlräumen — oder entstanden diese bei der Zerstörung der organischen Gewebe — so boten sich Räume, in welchen sich flüssige Kohlenwasserstoffe (jetzt meist anthracitähnliche Substanzen) Schwefelkies und eine neue Generation von Kalkspat absetzte. — Noch neuere Kalkspatgenerationen sind oft innerhalb der Kalksteine entstanden, wenn chemische Auflösung irgend welcher früher vorhandener Substanzen, z. B. der Muschelschalen etc. — oder wenn mechanische Zerquetschung neue Hohlräume geschaffen hatte. Die mikroskopische oder makroskopische Untersuchung, welche diese verschiedenalterigen Generationen von Kalkspat in vielen Kalksteinen nachweist, gibt uns keinen direkten Aufschluss über die schnellere oder langsamere Zeitfolge solcher Bildungen. Die Untersuchung recenter Korallen- oder Algenkalke lehrt aber, dass die Vorgänge in sehr schneller Folge eintreten können.

Durch die Beimengungen werden unterschieden reine Kalksteine, Quarz führende (Grobkalk), Glaukonit führende oder glaukonitische, mit Lagen von Glimmerblättern durchwachsene (Kalkglimmerschiefer) Mergelkalksteine, Kieselkalke oder Hornsteinkalke, dolomitische Kalke etc.

Nach der phanerokrystallinischen Beschaffenheit ist der Marmor (dessen krystallinische Körner meistenteils polysynthetische Zwillingsbildung aufweisen) dem dichten Kalkstein entgegengestellt, durch erdiges Gefüge die Kreide bezeichnet. — Unterbrochene Raumausfüllung, zellige Beschaffenheit kennzeichnet die Rauhkalke und die durch Lücken zwischen den (Pflanzenteile etc. in-

krustierenden) Kalkteilen porösen Kalktuffe oder Travertine. — Aus losen Körnchen bestehen die häufig als Flugsand auftretenden Kalksande. Rogensteine sind durch die Struktur, Kalksteinschiefer oder Kalkschiefer durch die Absonderung ausgezeichnet. Die genannten und viele andere Arten von Kalkstein werden nach den angeführten Principien unterschieden, weiter werden viele Kalksteine nach den darin enthaltenen Petrefakten, zahlreiche nach ihrer geologischen Stellung, bezüglich nach Fundorten benannt.

Kalksteine, immer durch die Flora im Gegensatze zu andern umgebenden Gesteinen, verhalten sich in Bezug auf die Gestaltung des Bodenreliefs nicht alle gleich.

57. Dolomit (Hauy 1819). Das Mineral Bitterspat oder Dolomit, dessen Grundrhomboeder im Gegensatz zu dem des Kalkspates gewöhnlich unebenflächig sich ausbildet und spaltet, auch, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, nicht ebenso oft als dieser in polysynthetischen Zwillingen gesteinsbildend ist, spielt in den Dolomiten genau dieselbe Rolle, wie der Kalkspat in den Kalksteinen. Nahezu ebenso varietätenreich als der Kalkstein ist der Dolomit vor diesem in der Regel durch eine mehr augenfällige krystallinische Ausbildung, durch mehr lockere, rauhe Beschaffenheit (weil die krummflächigen Rhomboeder weniger eng zusammenschliessen), durch den gewöhnlich in der Färbung hervortretenden reichlicheren Eisengehalt und durch Bildung schrofferer Felsen ausgezeichnet. Wir erinnern auch an die mineralogischen Unterschiede bezüglich der Härte, des specifischen Gewichtes und der Widerstandsfähigkeit gegen Säuren.

Eine Menge Zwischenglieder zwischen Dolomit und Kalkstein sind bekannt. Dolomitschichten sind häufig in der Nähe von Gyps und Salzstöcken gelagert.

b. Gruppe der Erzgesteine.

58. Galmei (Werner). Zinkspat, Kieselzinkerz, zuweilen auch Willemit und andere Zinkerze, gewöhnlich durch hinzutretendes Brauneisenerz etwas gefärbt und mit Dolomit oder mit Kalkstein gewissermassen verflösst.

In den verschiedenen Teilen eines Stockes ist das Gestein gewöhnlich ungleichmässig ausgebildet, stellenweise mit Bleiglanz durchwachsen.

59. Spateisenstein. Eisenspat, gewöhnlich durch Umwandlung in Brauneisenerz mehr oder minder verfärbt, auch oft mit Kalkstein oder Dolomit innig verknüpft, bisweilen ein thoniges oder schieferähnliches Gestein nur imprägnierend. Schichten und Gänge bildend.

60. Brauneisenstein. Brauneisenerz mit mehr oder weniger massenhaften Beimengungen verschiedener Art, und daher in verschiedenen braunen Farbentönen auftretend, bildet ein bald derbes, bald poröses Gestein, dessen Abarten als Raseneisenstein, oolithischer, erdiger, dichter etc. Brauneisenstein bezeichnet werden. Nahestehend das oft mannigfach vermengte Bohnerz. Schichten, Nester und Gänge bildendes Gestein.

61. Roteisenstein. In der Regel bildet nur das derbe, mehr oder minder mit thonigen Teilen durchwachsene, oft stellenweise von Quarz imprägnierte, erdige Roteisenerz ein Gestein, das aufs innigste mit Kalksteinen und Dolomiten im Zusammenhange steht, auch oft dieselben Versteinerungen führt, wie benachbarte Kalksteine etc. Selten ist eine Anhäufung krystallinischen Eisenglanzes (Eisenglimmerschiefer, Itabirit etc.).

62. Magneteisenstein. Magnetit in dicht erscheinender oder auch körnig krystallinischer Ausbildung bildet ein in Schichtform oder in Stockform auftretendes Gestein, welches oft grössere Eisenglanztafeln und Schwefelkieskrystalle umschliesst. Es ist häufig lagenweise Anordnung innerhalb der schicht- oder stockförmig auftretenden Einzelmassen vorhanden, die stellenweise mit Flussspat, Kalkspat, Chlorit, Granat, Schwefelkies, Magnetkies etc. wechsellagernde Magnetitbestege zeigt. Bald durch „Fahlbänder“, d. h. durch besonders erzreiche Schichten, in die umgebenden Dioritschiefer, Gneise, Glimmerschiefer etc. übergehend, bald auch ohne solche Grenzgebilde damit verbunden.

c. Gruppe des Gypses und des Steinsalzes.

63. Anhydrit. In meist grobkörnig krystallinischer Ausbildung, selten dichtem Gefüge bildet Anhydrit ein

Gestein, das besonders von den äusseren Teilen der stockartigen Vorkommnisse aus sich oft mit Gyps durchwachsen und verwachsen zeigt. Uebergemengteile, wie Quarz, Dolomit, Speckstein — Cyanit, Turmalin, Glimmer, Talk, Schwefelkies, oxydierte Eisenerze, Boracit etc., werden bald mikroskopisch, bald makroskopisch beobachtet, auch Thon und organische Substanzen sind oft im Gestein verteilt.

64. Gyps. In sehr wechselndem Gefüge, das oft innerhalb einer und derselben Schicht verschiedenartig ist, erscheint Gyps. Bituminöse Teile oder Thon machen ihn grau; Eisenglanz etc. rot, während der Gyps ursprünglich wasserhell und farblos, oder bei poröser Beschaffenheit weiss ist, wie der in Schichtungsklüften und Querklüften häufige Fasergyps. Beimengungen gleich denen des Anhydrites. In vielerlei Abarten vorkommend. Oft als kahle, eigentümlich zerfressen erscheinende Felsen.

65. Steinsalz. Chlornatrium in mehr oder minder grobkörnigem Gefüge wechsellagert in der Regel mit schmalen, der Schichtung gleichlaufenden Bestegen von kleinsten Anhydritkrystallen oder Gyps etc. Polyhalit, Kieserit, Carnallit etc. bilden mächtigere Zwischenlagen. Färbung verschieden, so auch das Gefüge. Zu Tage anstehendes Steinsalz wird nur in regenarmen und überhaupt trockenen Gegenden gefunden.

d. Gruppe der Phosphorite.

66. Phosphorit. Apatit in mehr oder minder inniger Vermengung mit Kalkstein, Dolomit etc. bildet bald nur einzelne Knollen, bald ganze Schichten oder auch kleinere Stöcke. Oefters voll Steinkerne und Abdrücke von tierischen Resten, z. B. von Muscheln, stellenweise mit Versteinerung von Weichteilen, häufig mit Knochenresten von Wirbeltieren, oft aber frei von organischen Körpern und nur in Drusen etc. mit Krystallen besetzt. — Stellenweise pechsteinähnlich mit muscheligem, glasähnlich glänzendem Bruche, oft aber matt, selten erdig; weiss bis braun.

67. Guano. Mehr oder minder erdiges Gemenge von Phosphaten des Calciums, des Magnesiums und des

Ammoniums mit Salzen organischer Säuren, mit Thon und mit kohlensauren Salzen.

e. Gruppe der Kohlengesteine.

68. Anthracit. Schwarze, meist metallähnlich glasglänzende, an Kohlenstoff reiche, nur wenige Prozente (zusammen bis 10 %) von Sauerstoff und Wasserstoff und einige anorganische Partikel, sog. Aschenbestandteile, enthaltende Substanz von H. 2 – 3, sp. G. 1,4 – 1,8, welche sich, ähnlich künstlich verkokten Brennstoffen, nur schwer bei starkem Luftzutritte entzündet. Anthracit brennt dann ohne Flamme, oder mit nur schwacher Flamme, und schmilzt dabei nicht.

69. Steinkohle (von Agricola und Kentmann eingeführte Bezeichnung). Schwarze, pechglänzende Substanz von H. 2,0—2,5, sp. G. 1,1—1,5, welche ausser in seltenen Fällen (bituminöse Steinkohlen) an Kalilauge keine braunen Huminsubstanzen abgibt, mit Flamme, Rauch und Geruch brennt, wobei sie sich meist etwas aufbläht und schmilzt oder zusammensintert. In abgeschlossenem Raume geglüht, entwickelt die Steinkohle Leuchtgas und hinterlässt Cokes. Gewöhnlich kann man einen lagen- oder blätterartigen Wechsel von Glanzkohle und Mattkohle, zuweilen auch noch Cannelkohle, unterscheiden. Zur mikroskopischen Untersuchung namentlich durch Behandlung mit Kalichlorat und Salpetersäure geeignet gemachte Kohlen haben gezeigt[1]), dass darin organisches Gewebe durch und durch und zwar meist sogar ohne besondere Verdrückung erhalten ist, aber eine erhebliche Menge von „Carbohumin“, d. h. durch Zersetzung entstandene Kohlenwasserstoffe etc., aufgenommen hat. Rinden- und Holzteile nebst Blättern sind die hauptsächlichen Erzeuger der Glanzkohle; Epidermalgebilde und weniger feste Pflanzenteile herrschen in der Mattkohle; eigentümliche Kügelchen und Häutchen (sog. Sporen) und algenähnliche Klümpchen in der Cannelkohle.

Die Technik unterscheidet verschiedene Arten von Steinkohle besonders nach der Flamme, die von der

[1]) Gümbel, Sitzungsber. d bayer. Akademie 1883. 3. S. 111 ff.

Verteilung des vorhandenen „disponibeln Wasserstoffes“ abzuhängen pflegt.

70. Braunkohle (Voigt). Bräunlichschwarze bis lichtgelbliche, selten pechartig glänzende, oft erdige und matte, mit Flamme, Rauch und Geruch brennbare, dabei aber nicht sinternde oder schmelzende Substanz, welche von in Kalilauge löslichen Huminkörpern durchzogen, oft von Paraffin etc. imprägniert ist, in ihrer Härte $1{,}0$—$2{,}5$, wie im sp. G. $0{,}5$—$1{,}7$ hinter der Steinkohle zurückbleibt. Die Braunkohle zeigt oft Holzstruktur (Lignit) und wohlerhaltene Blattepidermis etc., aber auch die strukturlos scheinenden Braunkohlen lassen durch Behandlung mit Kalichlorat und Salpetersäure die Gewebe der sie bildenden Pflanzen hervortreten, welche nur wenig verdrückt zu sein pflegen.

71. Torf (Kentmann 1565). Poröses Aggregat von Pflanzenstoffen, welche von allerlei Kohlenwasserstoffverbindungen durchzogen und durchtränkt werden; beim Erhitzen Holzessig, Holztheer etc., oft bis zur Hälfte seines Gewichtes liefernd. Mit der Porosität hängt zusammen, dass trockener oder von Gasen durchdrungener Torf auf Wasser schwimmt (schwimmende Torfinseln, wie im Hautsee bei Marksuhl), und dass mit Wasser sich vollsaugender Torf anschwillt, was bei den Moorausbrüchen bedeutsam wird. Eintrocknender Torf schrumpft zusammen.

Flüssige bis feste Kohlenwasserstoffe, welche in den Kohlengesteinen den „Inkohlungsprocess“ bedingen, haben zum Teil auch ausserhalb der Mineralkohlen ihre Analoga, insbesondere bei den imprägnierend auftretenden Steinöl- und Erdpecharten. Zu letzteren gehört der Asphalt, der oft wegen seines Anteiles am Bau der Insel Trinidad als Felsart aufgeführt wird.

II. Petromere Gesteine.

Felsarten, welche die Mineralien zu Stücken von Gesteinen gruppiert enthalten, also aus Partikeln von Gebirgsarten zusammengesetzt sind, zwischen welchen auch Mineralteile sich häufig befinden.

1. Die Gesteinsstücke sind durchweg oder wenigstens zum grossen Teile von abgeriebenen und abgerollten Flächen begrenzte, rundliche Gerölle, stumpfkantige Geschiebe; bisweilen zeigen sich gefurchte und geschrammte oder glattgeriebene und „polierte“ Oberflächen derselben.

a. Die Trümmer sind lose, nicht verbunden (Seifengebirgsarten, Werner).

72. Gerölle. Meist stockförmige, bisweilen wallförmige, d. h. stromähnlich gestaltete Anhäufungen, fast ausschliesslich aus durch Abrollung gerundeten, ziemlich grossen Trümmern gebildet, von denen die kleinsten wallnussgross sind, während die grösseren mehrere Meter Umfang haben können.

73. Kiese und Grande. Grössere Geschiebe sind mit kleinsten Trümmern gemengt, im Kies mit Sandkörnern, welche vorwiegend aus einzelnen Mineralstücken bestehen, im Grand mit Körnern, welche meistens noch mehrere Mineralien der ursprünglichen Gesteine verwachsen zeigen.

b. Die Trümmer sind durch ein Bindemittel verbunden.

74. Geschiebelehm (Geschiebemergel, Till). Das Bindemittel ist ein mehr oder minder plastischer Lehm oder Lehmmergel, die Geschiebe berühren sich nur zuweilen unmittelbar, weil oft das Bindemittel in überwiegender Menge vorhanden ist.

75. Konglomerat (Voigt 1785, Puddingstein, Werner 1786). Die Gerölle werden durch ein festes Bindemittel (Kalkstein, Sandstein, Brauneisenerz, Hornstein oder Quarz etc.) verbunden. Gerölle mit Eindrücken von benachbarten Geröllen und zerbrochene, wieder zusammengefügte Gerölle haben hauptsächlich die Aufmerksamkeit in einzelnen Konglomeraten auf sich gezogen. Konglomerate, mit hausgrossen Blöcken kennt Beyrich an den Hängen des Riesengebirges. Aehnliche Dimensionen erlangen die fast ohne Bindemittel zusammengefügten Phyllitblöcke in Konglomeraten bei Schleusingen. — Konglomerate mit eigentümlichem Aussehen bei der

Verwitterung sind mit dem Namen „Nagelfluh“ belegt worden.

Die Konglomerate bilden Stöcke, oft kleine, stockförmig erscheinende Anhäufungen in Schichten (wohl vormalige Geröllwälle) und zuweilen weit verbreitete Schichten. Sehr oft bilden sie steile Felswände und im grossen quaderähnliche Felsköpfe.

Man unterscheidet die Abarten meist nach dem Bindemittel und nach der Natur der Gerölle, auch nach geologischer Stellung und örtlichem Auftreten.

2. Die Gesteinsstücke der petromeren Felsart sind von Bruchflächen begrenzte, oft scharfkantige Trümmer.

a. Die Trümmer liegen lose, unverbunden.

76. Gebirgsschutt oder Schotter. Stellenweise sind sehr mächtige Ablagerungen von Schotter wahrgenommen worden. Gewöhnlich sind dabei Bruchstücke gleichartigen Gesteines in grosser Menge verknüpft. Die Ablagerungen sind meist stockförmige (Schuttkegel), bisweilen stromartig gelagert (Bergsturzmassen und Guferlinien [Moränen] der Gletscher), seltener schichtähnlich, wenn z. B. Schichten bei allmählicher Auswaschung von darunter gelagerten Gypsbänken etc. nachgesunken und mit wiederholter Bildung von Erdfällen zusammengebrochen sind, wie man in einigen mitteldeutschen Gegenden beobachten kann.

b. Die Bruchstücke sind verkittet.

77. Breccie. Verschiedenheit der Trümmer und des verkittenden Materiales bringt eine grosse Mannigfaltigkeit von Breccien hervor, die zum Teil unter besonderen Namen aufgeführt werden. (Haselgebirge = Breccie von Steinsalz- und Kalksteinstücken etc. durch Thon verkittet — Knochenbreccie und „Bonebed“ = Knochenreste durch verschiedene Bindemittel verbunden etc.) Von besonderem Interesse sind diejenigen Breccien (zum Teil mit Annäherung zum Typus der Konglomerate), welche ein Feldspat- oder Felsitoidgestein als Bindemittel zeigen. Darin bestehen die Trümmer zuweilen aus demselben Gestein wie das Bindemittel, wie wir es an einer

grossen Spalte[1]) der Lava von 1707—1711 beim ehemaligen St. Georgshafen auf Neakameni (Santorin) beobachteten, und wie es in gewissen gangartig angeordneten Teilen grösserer Porphyrmassen etc. nicht selten ist (Liebecke bei Wettin, Sandfelsen bei Halle, Ueber dem Falkenstein bei Tambach etc.).

Oft aber sind die Trümmer sehr mannigfaltiger Gesteine in Feldspat- oder Felsitoidgesteinen eingebettet, deren Beschaffenheit mit jener der eingeschlossenen Fragmente keine nähere Beziehung hat. In verschiedenen Sammlungen findet man z. B. Handstücke einer vesuvischen Lava voll Kalksteinen und Dolomitstücken. Man hat derartige Vorkommnisse Reibungsbreccien genannt, indes erscheint dieser Name wenig zutreffend, da die betreffenden eingeschlossenen Stücke meistenteils keinerlei Spur von Reibung zeigen. Nicht selten scheinen Lavaströme von besonders dünnflüssiger Beschaffenheit als die Träger jener Fragmente aufzutreten, was namentlich dann gelten dürfte, wenn ein Pechstein, Obsidian oder auch nur ein Eutaxit die Brocken einschliesst.

3. Die Gesteinsfragmente der petromeren Felsart sind wenigstens zum grossen Teile Primärtrümmer, nämlich vor der Verfestigung des Materiales von anderen Teilen derselben Masse getrennte Partikel, deren Begrenzungen von der Art der Abtrennung und von Bewegungen nach diesem Vorgange abhängen. Wir erkennen also in der Begrenzung der Trümmer weder Abrollungs- und Abschleifungsspuren, noch deutliche Bruchflächen: die Fragmente sind sog. Bomben, d. h. tropfenförmige, durch Bewegung in der Luft und etwa noch durch das Aufschlagen im halbweichen Zustande in ihrer Gestalt bedingte Körper; sog. Schlacken und Lapilli, d. h. durch ganz unregelmässige, zackige und rauhe Oberflächenteile

[1]) Die Spalte muss sich geöffnet haben, ehe das Gestein erhärtet war; Trümmer der Erstarrungsrinde fielen in diese Spalte und wurden verkittet, indem die noch nicht fest gewordene Lava in der Tiefe der Kluft diese wieder schloss und die Fragmente umhüllte. Ob auch beim allmählichen Zusammenschliessen der Ausläufer grosser Lavenmassen ähnliche Breccien entstehen, deren räumliche Verbreitung in solchem Falle etwas bedeutender als ein „gangähnliches“ sein müsste, geht bis jetzt aus Beobachtungen nicht hervor.

umgebene Stücke und sog. Aschenkörner, d. h. kleine, bald rundliche, bald plattenartige, seltener stab- und haarförmige Bröcklein. Gesteinsbruchstücke und nicht selten isolierte Krystalle, namentlich von Quarz, von Feldspäten, Felsitoiden, Erebenniten oder Glimmern, von Magneteisen etc. begleiten gewöhnlich die Primärtrümmer. Nehmen die anderen Elemente überhand, so entstehen Uebergänge nach verschiedenen anderen Gesteinen bez. Gesteinsgruppen.

a. Die Primärtrümmer und die etwaigen begleitenden Bruchstücke etc. liegen lose neben einander.

78. Agglomerat (Lyell). Man unterscheidet nach der Grösse die Schlackenagglomerate von den Aschenagglomeraten, oder nach dem vorwiegenden Gesteine der Brocken basaltische, andesitische, trachytische etc. Agglomerate. Uebergänge in die Schottermassen werden an den Umwallungen mancher Explosionskratere beobachtet.

b. Die Primärtrümmer und etwaige damit zusammen vorkommende Gesteinsbrocken und Mineralien sind miteinander verkittet.

79. Tuffe. Je nach den verschiedenen Gesteinstrümmern, dem Zersetzungsgrade derselben, dem vorhandenen Bindemittel und dessen Umwandlungen entsteht eine überaus grosse und mannigfaltige Reihe von Gesteinen, welche zu den früher schon genannten Thonsteinen und Schalsteinen hinführt. Manche Tuffe, namentlich die stockförmig gelagerten, sind meist frei von organischen Resten, die in schichtenförmig auftretenden an vielen Stellen vorkommen. Häufig genannte Tuffe sind: die Bimssteintuffe und die sich ihnen anschliessenden Trasse, die von Alunit durchzogenen Alaunsteine, die Peperine Italiens, die Palagonittuffe und deren Uebergänge in Palagonitfels. (Hydrosilikat von sechswertigem Eisen und kleinen Anteilen zweiwertiger und einwertiger Elemente scheint als das porenreiche, rotbraune bis sepienbraune Glas aufzutreten, welches in gewöhnlich nur kleinen Brocken die eigentliche Hauptmenge der Palagonittuffe bildet. Durch eigentümliche

Zersetzungsprodukte bald amorpher, bald krystallinischer Natur und zuweilen durch Zeolithe, Kalkspat etc. wird zwischen diesen Brocken ein Cement hergestellt.)

Die meisten Tuffarten werden bezeichnet nach den Feldspat- und Felsitoidgesteinen, deren Primärtrümmer in ihnen am häufigsten sind, oder deren Mineralgemengteile am verbreitetsten in denselben vorkommen. Es ist aber beachtenswert, dass in den Tuffen meist andere Verteilung dieser Mineralien wahrgenommen wird als in den petrographisch nächstverwandten Gesteinen. So ist der oben genannte Palagonit in Form zusammenhängender Gesteinsmassen ohne Tuffstruktur noch nicht bekannt; die Phonolithtuffe der Rhön und des Hegau sind durch viel häufigeres Vorkommen grösserer Glimmerkrystalle von den Phonolithen jener Gegenden verschieden etc. etc.

Nicht selten sind in Tuffen die bei den Thonsteinen erwähnten Tuffkonkretionen, welche eine sog. Pisolitstruktur bedingen, sowie zerbrochene Tuffkügelchen derart.

Theoretischer Teil.

Petrogenie. Lehre von der Gesteinsbildung.

Einleitung.

Einen wesentlichen Umschwung hat die weiter und weiter ins einzelne eindringende mikroskopische Gesteinsuntersuchung einerseits und die genauere geologische Kartierung wichtiger Landschaften anderseits für die Petrogenie hervorgerufen. Ueber ein halbes Jahrhundert haben Neptunisten und Vulkanisten am Ende des vorigen Jahrhunderts und am Anfange des jetzigen — später noch mit beiden die Metamorphiker gestritten, ohne dass eine genügende Untersuchung des Thatbestandes vorangegangen wäre. Noch heutigen Tages existieren über die Entstehung mancher Gesteine verschiedene Theorien, zwischen denen künftige Forschungen erst entscheiden

werden. Aber eine Reihe von früheren Hypothesen ist endgültig beseitigt. An der vulkanischen Entstehung von Basalt, Phonolith, Porphyr und Obsidian konnte Werner zweifeln, und diese Zweifel schienen noch 1866 dem verdienten Verfasser der chemischen und physikalischen Geologie als nicht unbegründete; erst in dem 1871 nach dem Tode G. Bischofs erschienenen Supplemente zu diesem Werke ist der Basalt rückhaltslos als Lava anerkannt. Heutzutage ist die Hypothese von der neptunischen und die von der metamorphischen Entstehung jener Gesteine ebenso endgültig beseitigt als die Theorie von der Steinkohlenbildung aus Meerestangen.

In der heutigen Petrogenie können eine Menge von Erfahrungen berücksichtigt werden, welche erst in den letzten Jahren gewonnen worden sind; aber manche weitere Forschungen sind noch auszuführen.

Bildungsweisen der Gesteine.

Ihrer Entstehung nach sind die Gesteine teils als sedimentäre, teils als vulkanische, teils als metamorphische, teils als plutonische auf Grund der Erfahrung über heutigen Tages vor sich gehende Felsartenbildung zu bezeichnen.

Sedimentär sind die Gebirgsarten, welche aus einem irgendwie flüssigen Medium als Bodensätze zur Ablagerung gekommen sind. Nach heutigen Verhältnissen kennen wir Sedimente aus Wasser (neptunische Bildungen) und Sedimente durch die Luft bewegter Teilchen (aeolische[1]) Gebilde).

Vulkanische Gesteine oder Laven sind solche, die sich in feuerflüssigem Zustande bewegt haben.

Metamorphische Gebirgsarten sind diejenigen, welche ihre Gemengteile der Umwandlung früher im selben Gesteinskörper vorhandener Mineralien verdanken.

---

[1]) In die deutsche Litteratur ist der Ausdruck durch Rein 1870 eingeführt worden. Beitr. z. phys. Geogr. der Bermudainseln, Ber. über die Senckenberg. naturf. Ges. für 1869/70, S. 145. Welcher der englischen Forscher, denen Rein mit dieser Bezeichnung folgte, denselben zuerst gebraucht hat, ist etwas zweifelhaft.

Plutonische Gebirgsarten sind im Innern der Erde aus feuerflüssigen, nicht oder unbeträchtlich bewegten Massen entstandene.

Die plutonischen und die metamorphischen Gesteine sind hypogen: direkt sehen kann niemand, dass ein Baumstamm zu Lignit, oder ein Thonschiefer zu einem Hornfels wird, und ebensowenig kann man Augenzeuge davon werden, wie in den Tiefen eines Vulkanherdes Olivinfels entsteht. Dennoch verfolgen wir die betreffenden Vorgänge, man möchte sagen Schritt für Schritt, mit dem geistigen Auge.

Gibt es oder gab es weitere Gesteinsbildungsvorgänge auf der Erde, welche, von den aufgezählten verschieden, die weder den sedimentären, noch den vulkanischen, noch den als metamorphisch nachweisbaren Gesteinen gleichenden, auch in ihrer Massenbeschaffenheit von allen bekannten Meteoriten weit abweichenden Gneise, Glimmerschiefer etc. schufen oder schaffen? Diese Frage vermag die Gegenwart noch nicht zu lösen.

Aeolische Absätze.

Der Wind vermag Substanzen vom specifischen Gewichte 2,5—3,5, welche der Dichtigkeit felsbildender Mineralien im allgemeinen entsprechen, und sogar dichtere Substanzen zu tragen und zu stossen, wenn deren Oberfläche eine entsprechend grosse ist, und wenn die bestehenden Luftdruckunterschiede neben einander befindlicher Atmosphärenteile hinreichende sind. Von glaubwürdigen Zeugen wird berichtet, dass auf Gebirgshöhen vom Sturme nicht nur Menschen und Tiere emporgehoben, sondern sogar Steine bisweilen emporgeschleudert werden. Sandkörner und Staubteile, welche vermöge ihrer geringen Grösse eine verhältnismässig sehr grosse Oberfläche darbieten, werden selbst bei schwacher Luftbewegung getragen. Sehr beträchtlich ist auch die Fortführung von Schneekrystallen, an welchen nicht selten Mineralteilchen angefroren getragen werden.

Während kleinere Mengen der durch die Luft ge-

tragenen Steinmassen überall niederfallen können und sowohl Festlanddistrikte als die Meeresoberfläche erreichen, finden erheblichere Absätze äolischer Bildungen nur in bestimmten Gebieten statt. Massenhafte Sandanwehungen bilden Dünen und Sandflächen; Staubmassen bilden Löss oder in gewissen Regionen sog. Schwarzerde; zusammengewehter Schnee vergrössert in bedeutendem Grade die Firnanhäufungen.

Dünen und Sandflächen. Mineralteile, welche zwischen den Fingern gedrückt, deutlich einzelne Körnchen fühlen lassen, bilden, wo sie vom Winde bewegt werden, sog. Triebsand oder Treibsand. Die Fortführung dieser Massen erfolgt vorzugsweise unter dem Einflusse kräftiger Luftströmungen, wobei die Körnchen in der Regel nicht in beträchtliche Höhen emporgehoben, sondern der Böschung des Bodens annähernd gleichlaufend fortgestossen werden. Gewöhnlich sieht man, bei stärkerem Winde sogar, nur die untersten Luftschichten durch den Sand getrübt. Betritt man zu solcher Zeit das Gebiet des Treibsandes, so fühlt man die wie Nadelstiche schmerzenden Berührungen der Sandkörner nicht nur im Gesicht, sondern auch unter dem Kinn am Halse. Dieser liegt also in der Flugbahn jener kleinen Geschosse, dieselben treffen uns nicht von oben her. Jedes Hemmnis der Luftbewegung gibt zum Sinken der Körnchen Anlass. Hauptsächlich ist es die Reibung der Luft an festen Körpern, welche ein solches Hemmnis bildet, oder die Stauung der bewegten Luft an irgend einem emporragenden Gegenstande, welcher die Reibung rückläufiger Luftteilchen gegen vorwärtsstrebende bewirkt. Ist also der bewegten sandtreibenden Luft ein Stein, ein Busch, eine Tierleiche im Wege, so fällt ein grösserer Teil des Sandes vor diesem Hindernis nieder und der so entstehende Sandhügel, welcher gegen die Windseite sanft abfällt, nach der Windschattenseite aber steil, wächst in gleicher Weise immer weiter, so lange die Zuführung von Sand aus der gleichen Richtung ununterbrochen fortdauert. Ein kleines Hindernis vermag einen grossen Hügel zu veranlassen. Durch allmähliches Aneinander-

schliessen von dergleichen Hügelchen entstehen quer gegenüber der Windrichtung gestellte Hügelreihen: Dünen. Solche vermögen an 100 m mächtig zu werden und besitzen während ihres Wachstums eine in steter Veränderung begriffene Oberfläche. Die Dünen wandern, indem rascher oder langsamer in den Partien, wohin der Wind weht, neue Dünen vor den älteren entstehen, falls die Vegetation und Bodenfeuchtigkeit nicht das Fortschreiten hemmen. Während der Sand der Oberfläche in fortdauernder Bewegung begriffen ist, sind die grossen Hügelzüge auf lange Zeiträume beständig. Auch bei ihnen ist ja ein Fortrücken bemerkbar; nach dem Steilhange zu schiebt sich fortwährend der Dünenkamm vorwärts, solange die Herrschaft des dünenbildenden Windes dauert. Aber gegenüber der auffälligen Bewegung an der Dünenoberfläche ist dieses Fortrücken (verknüpft gewöhnlich mit kleinen, zeitweisen, während der Pausen des dünenbildenden Windes erfolgenden Einbrüchen des Kammes) ein sehr allmähliches; es dauert anscheinend Jahre, bevor auch nur um ein Meter der Rücken der Düne vorrückt.

Die Dünenbildung setzt voraus: 1. Vorhandensein eines geeigneten Sandes, bez. fortdauernde Bildung eines solchen.

2. Existenz eines herrschenden Windes, welcher die gleichmässige Anordnung des Sandes bedingt.

3. Abwesenheit einer bedeutenden Walddecke oder einer den Boden durchfeuchtenden Flüssigkeitsmenge, durch deren Einwirkung die Sandkörner an der Erdoberfläche durch Kapillaranziehung festgehalten werden.

Wo der Wind nicht ausschliesslich oder vorwiegend aus einer Richtung weht, bilden sich mehr rundliche und öfters wechselnde Sandhügel, bisweilen auch fast ebene Sandflächen.

An den Grenzen ihrer Verbreitung kämpfen gewöhnlich die Dünen mit Wäldern, Flussauen, Seen etc. — Baumleichen, deren verblichene und vertrocknete Zweige aus dem Sande hervorstarren, verkünden an der einen Stelle den Sieg der Düne; an der andern zeigen

uns mit Gestrüpp bewachsene Sandhügel in dem grünenden Walde, dass dieser den eindringenden Feind überwältigt hat. Teiche (Lagunen) zwischen den Dünen sind oft die Spuren eines ähnlichen Kampfes.

Es ist je nach örtlichen Verhältnissen bald Quarzsand, bald Kalksand, bald Silikatsand, der in dem Material von Dünen vorwaltet. In polaren Regionen sind Dünen unbekannt, in den gemässigten Zonen seltenere Erscheinungen. Hier ist besonders der Quarzsand — rein oder mit Feldspatkörnern etc. vermengt — als Treibsand bekannt. In südlicheren Gebieten spielt Kalksand, von zerriebenen Muschelschalen, Echinidenstacheln etc. herrührend, eine erhebliche Rolle, oft als alleiniger, oft als vorwiegender Bestandteil, häufig ohne Quarzkörner und nur mit Silikatbrocken und Magneteisen-Oktaedern, welche aus vulkanischen Gesteinen stammen, vermengt. Beachtenswert ist die gute Erhaltung vieler Krystalle und Krystallspaltstücken in manchen Dünensanden.

Wir haben die Dünen in Stranddünen und Binnenlanddünen zu zerlegen; erstere sind gewöhnlich die ausgedehntesten, weil die Brandung stellenweise grosse Mengen Sandes zu erzeugen vermag; weil über die Meeresfläche die Winde kräftig wehen und weil ständige Winde gerade an Küsten häufig vorkommen müssen. — Von dem Strande steigen die Dünenreihen oft mehrere hundert Meter an sanfteren Gehängen landeinwärts empor, die stärkeren Unebenheiten der vormaligen Oberfläche durch ihre welligen Massen zudeckend. — Zur örtlichen Festhaltung von Dünensand tragen nicht selten Insekten (Sphegiden, die grosse, eierähnliche Kokons aus Sand bilden) und Wurzelinkrustationen viel bei.

Der Kalksand ist es, welcher besonders stark unter dem Einflusse durchsickernder atmosphärischer Niederschläge oder bei zeitweiliger Bildung von Teichen etc. im Dünengebiete zusammensintert und in festen, mehr oder minder reinen Kalkstein übergeht. Die gleiche Befestigung bewirken unverkennbar die Kalkkörnchen in vielen gemischten Dünensanden. Mehr oder minder wohlerhaltene bis gänzlich zertrümmerte Landschneckenschalen

sind in derartigen Gesteinen häufige Erscheinungen, z. B. auf Madeira bei Caniçal, an der atlantischen Küste Nordafrikas bei Mazaghan, bei Mogador etc., auf den östlichen Canareninseln, den Bermudas u. dergl.

Löss. Staubteile, welche ein scheinbar gleichmässig erdiges, von grösseren (sandig anzufühlenden) Teilen freies Material darstellen, werden von der bewegten Luft viel höher emporgehoben als die Sandkörner, und sinken viel allmählicher und viel gleichförmiger wieder nieder als der Triebsand. Sichtbar wird das Aufsteigen des Staubes besonders bei den so häufigen Wirbelbewegungen aufsteigender Luftströmungen und bei den Bewegungen von Herden massenweise auftretender Huftiere über trockenem Boden. Die Staubteile werden auf grosse Entfernungen fortgetragen, wie dies namentlich aus den Beobachtungen über sog. Staubregen hervorgeht, bei welchen organische Reste zuweilen eine Andeutung über den wahrscheinlichen Ursprung gewähren. Wir verdanken Ehrenberg eine grössere Reihe genauer einschlägiger Untersuchungen, bei denen er freilich die Rolle Afrikas und Asiens in der Erzeugung des Staubes unterschätzt hat.

Staubregen sind in der Regel flächenhafte Niederschläge, welche bald gleichzeitig mit kondensiertem Wasser (mit Regen oder Schnee), bald ohne dieses niederfallen.

Mit Regen und Schneefall verknüpft war der Staubniederschlag, welchen der Verfasser in der Nacht vom 6. zum 7. Februar 1863 auf Hierro erlebte. Dort war alles mit gelbem Staube — einer ungefähr 0,1 mm dicken Lage — bedeckt, welche in die Glunsen und Fugen der Steine nach und nach eingeschwemmt und eingeweht, stellenweise dadurch sehr zusammengehäuft wurde. Sehr viel dicker soll die Staublage auf Palma gewesen sein, so erzählte am 10. Februar Herr Konsul Laremuth. Der Schnee, welcher damals zwischen 2800 m und 3700 m Meereshöhe den Teyde auf Tenerife bekleidete, erschien deutlichst gelb gefärbt. — Auf Canaria und Gomera war der Staubfall gleichfalls beobachtet worden, nicht aber

auf Lanzarote und Fuerteventura. War die gesamte Fläche zwischen 27° 35′ und 28° 50′ N. Br., und zwischen 17° 35′ und 20° 30′ W. L. v. P. durch den Staubfall in gleicher Dicke, wie auf Hierro bedeckt, so würde das 3,944,312 cbm lockeren Staubes ergeben. Nehmen wir statt dessen 2,000,000 cbm festen Gesteines — einem Würfel von 126 m Seitenlänge entsprechend — vom sp. G. 2,5 an, so würde das Gewicht der Staubmasse 5000 Millionen Kilogramm betragen haben. Und doch wurde übereinstimmend berichtet, dass auf den Kanarischen Inseln oft viel beträchtlichere Staubniederschläge erfolgen als in jener Nacht.

An sehr zahlreichen Beispielen lässt sich nachweisen, wie erheblich auch in unseren mitteleuropäischen Gegenden der Staubtransport namentlich in Landschaften mit ungleichförmiger und vielfach unterbrochener vegetabilischer Decke ist. Freilich sind gewöhnlich Wochen erforderlich, um im Freien auf dem Laubwerk der Bäume Staubschichten von 0,1 mm Dicke sichtbar hervortreten zu lassen. Aber bei besonderen Ereignissen finden ungeheure Staubabsätze statt. Ein dunkelbrauner Staub drang z. B. im Frühling 1856 bei einem Sturme selbst durch geschlossene Fenster und Thüren der Häuser thüringischer Städte ein und bedeckte alle Gegenstände. In Südeuropa liegt nicht selten im Sommer eine so dicke Staubdecke über dem Laube der Bäume und über den Früchten, dass deren natürliche Farbe kaum hervortritt.

Mit Recht ist darauf hingewiesen worden, dass die feinerdigen Massen, welche zusammen mit dem Schutt der Gebäude über 6 m mächtig gefunden wurden, als Layard darunter hervor bei Kujundschik die Reste der assyrischen Gebäude ausgraben liess, aus der Atmosphäre gekommen sind. Staubabsätze erfolgen überall. Aber nur unter bestimmten Verhältnissen wachsen dieselben zu geotektonisch wichtigen Gebilden ohne Mitwirkung von grösseren Gewässern heran, da häufig neue Luftbewegungen den niedergeschlagenen Staub wieder heben und weitertragen und sehr oft die Regengüsse denselben wieder von der Oberfläche wegspülen; an anderen Punk-

ten wieder ist die Menge des haftenden Staubes so gering, dass in Jahrtausenden erst die Ablagerungen auf wenige Centimeter anschwellen.

Die beträchtlichste Mächtigkeit und Flächenverbreitung erreichen die an organischen Substanzen armen Staubabsätze, welche in den geologisch jüngsten Bildungen als Löss auftreten. Auf den Kontinenten bis in Höhen von 2400 m (in China; im Karpathengebiete bis zu 1500 oder 1600 m) verbreitet, und im innerasiatischen Gebiete nach Richthofen zuweilen 500 m (vielleicht fast 700 m) mächtig, ist der Löss der Untergrund von sanft welligen bis ebenen Landschaften, in welche jedoch steilwandige Wasserrisse von erheblicher Tiefe und Flussthäler mit sehr steilen, ja zuweilen überhängenden Wänden eingreifen. Zuweilen bemerkt man von niedrigen und flachen Umwallungen ringsum geschlossene, mehr oder minder kreisrunde Becken im Lössgebiete, welche doch kein Wasser enthalten. Anderwärts sind, wenn der Löss ungewöhnlich thonig ist, Wasserbecken und selbst grosse, oft mit brackischem oder salzigem Wasser gefüllte, meist flache Teiche und Seen in den Löss eingesenkt. — In Hügelländern ist sehr gewöhnlich und sehr charakteristisch die Erscheinung von einseitiger Bedeckung älterer Gebilde durch den Löss, welcher das Plateau und die von der herrschenden Windrichtung abgewandten Seiten der Gehänge (die im Windschatten liegenden Böschungen) überkleidet, an den dem Andrange des Windes ausgesetzten Flanken der Berge und Hügel aber fehlt. Es findet dabei ein entgegengesetztes Verhältnis hinsichtlich der Steilheit der Gehänge statt, als das für die Sanddünen charakteristische; mit dem herrschenden Winde schreitend, geht man in solchen nur teilweise lössbedeckten Gegenden sanft auf Löss bergab und hat an lössfreiem Hange steil emporzusteigen. Was die kleinen Thälchen der Hügellandschaft bei Eisleben in dieser Hinsicht zeigen, beobachtet man im Grossen, wo der Isker, der Vid und die Osma der Donau zufliessen. Der Unterschied gegenüber der Dünenform ist bedingt dadurch, dass der Treibsand von stark be-

wegter Luft abgesetzt wird, während die Staubablagerung vorwiegend zur Zeit geringer Luftbewegung erfolgt. Durch den Wiederbeginn kräftigeren Windes werden die leichten Teilchen wieder emporgehoben. — Von erheblichstem Einflusse ist die vegetabilische Bodendecke. Am Steilhange sind gewöhnlich Gräser etc. selten, hier reisst der Wind die kleinsten Mineralteilchen fort. Auf der dünnen, von der Luft herbeigetragenen Erdkrume im Windschatten gedeihen Gräser und andere Pflanzen. Die Tausende von Halmen und Blättern aber gewähren dem niederfallenden Staube einen Schutz und erhalten dem Boden eine gewisse Feuchtigkeit, welche zum Haften der feinsten Stäubchen beiträgt, zugleich aber die Zersetzung etwaiger beigemengter organischer Teilchen befördert. Die Spuren der Graswurzeln pflegen sich im Löss zu erhalten, durch Ueberrindung derselben mit Kalkteilchen entstehen jene kleinen weissen Aederchen und Röhrchen, welche die Porosität, die Durchlässigkeit und die relative Trockenheit des Löss erhöhen: Eigenschaften, wegen deren die erdbewohnenden Tiere (z. B. Kaninchen, Ziesel, Murmel — Uferschwalben etc.) in Lössgebieten so überaus verbreitet sind. — In vielen Lössablagerungen findet man häufig die Reste gewisser Landschnecken, welche vorwiegend auf feuchtem Grase leben. So sind im Löss der Umgebungen des Rheinthales Pupa muscorum und Succinea oblonga äusserst häufig, zwei noch jetzt stellenweise in grossen Mengen existierende Pulmonaten. Andere Lössablagerungen enthalten äusserst wenige bestimmbare organische Reste. — Stellenweise sind Säugetierreste in Löss eingebettet. Gewöhnlich findet man in solchem Falle isolierte Knochen, wie sie, durch Raubtiere umhergetragen, oder durch Vögel verschleppt und verstreut, auf dem Boden umhergelegen zu haben scheinen.

Regenwasser und Schmelzwasser von Schnee nehmen natürlich an der Zusammenführung von Löss einen Anteil, der sich namentlich in hügeligen oder bergigen Lössgebieten durch mancherlei Anzeichen verrät, z. B. durch Lagen eingeschwemmter kleinerer Steinchen etc. Im allgemeinen wird jedoch der Löss in einheitlichen

Massen gebildet, welche keine deutliche und allgemeine, der Oberfläche parallele Absonderung zeigen. Durch Wasser zusammengeschwemmte oder im Wasser abgesetzte Bildungen sind meistens viel mehr als dieses aeolische Gebilde mit Zwischenschichtung versehen, selbst wo das Lössmaterial in einem Wasserbecken als „Seelöss“ sich abgesetzt hat, ist in der Regel durch zeitweilige Wellenbewegung eine Sonderung der zusammensetzenden Teilchen nach specifischem oder nach absolutem Gewichte erfolgt. — Die durch Ueberschwemmungen und zugleich durch äolischen Staubabsatz erzeugten Auelehme können in Bezug auf die Abwesenheit von Zwischenschichtung und hinsichtlich ähnlicher Ausbildung von Röhrchen durch Inkrustation von Graswurzeln etc. dem Löss sehr ähnlich werden, die Verbreitung solcher Flussthalgebilde weicht aber von der des Löss sehr ab.

Löss entsteht in Steppen, wie wir aus Richthofens Beobachtungen in China und aus denen anderer Forscher wissen. Es ist aber hinlänglich bekannt, dass manche Steppen einen steinigen Boden besitzen, dass also ebene Flächen mit niedriger oder mit spärlicher Vegetation nur stellenweise, nicht allgemein, die Lössbildung zeigen. Berglandschaften im eigentlichen Wortsinn und Waldlandschaften, sind von fortdauernder Lössbildung frei, ebenso die sehr feuchten Landstriche und die ganz trockenen. Abflusslosigkeit scheint das Massenwachstum des Löss innerasiatischer Landschaften befördert zu haben, ist aber keine Bedingung, ohne welche kein Löss entsteht.

Dass bis jetzt ein nur als ehemaliger Löss deutbares Gebilde der älteren Perioden der Erdgeschichte unbekannt ist, muss hier hervorgehoben werden.

S c h w a r z e r d e (Tschernosem). An sehr feuchten Stellen finden wir beträchtliche Anhäufungen einer schwarzen, von Kohlenwasserstoffverbindungen (Humin etc.) durchdrungenen Erde, welche ebenso feine, gewöhnlich aber etwas thonigere Beschaffenheit als der Löss besitzt. Es erreichen diese Ablagerungen auch in Deutschland oft viele Meter Mächtigkeit, viel ausgedehnter wird in gewissen Teilen Südrusslands das Vorkommen, welches

zuweilen nahe an Lössgebiete sich anschliesst. Nach allen bisher vorliegenden Beobachtungen ist der grösste Teil dieser Schwarzerde ein auf nassem Grunde erfolgter Staubabsatz. Grössere Ueppigkeit des Krautwuchses an den Stellen der Bildung desselben, ingleichen der die Verwesung der organischen Partikel des Staubes selbst hemmende Einfluss der Bodennässe veranlassen die Durchtränkung mit Huminsubstanzen. Es werden überdies den meist in kleineren und grösseren Bodenvertiefungen lagernden Schwarzerden bei jedem stärkeren Regengusse von benachbarten höheren Punkten her organische und anorganische Teile hinzugeschwemmt. Die Nässe des Bodens verhindert, dass die Staubteile und die herbeigeschwemmten Partikel wieder vom Winde fortgeführt werden und bringt zugleich eine Verthonung (Kaolinisierung) von geeigneten, im Löss unzersetzt vorhandenen anderen Silikaten hervor.

Schneewehen. Die in fester Form erfolgenden atmosphärischen Niederschläge sind bezüglich ihrer Anhäufung von der Bewegung der Luft und von der Gestalt des Bodens abhängig. Den Hagelkornhaufen, welche gelegentlich sich bilden, kommt keine geologische Bedeutung zu; wohl aber sind die Zusammenhäufungen von Schnee in manchen Beziehungen sehr wichtig. Die Schneeflocken sind schon beim Niederfallen meist von Winden etwas ungleichmässig verteilt; am Boden aber werden sie, sofern sie nicht anfrieren, fortgeführt und in einer Weise abgelagert, welche bei feinem Schnee gewöhnlich mehr der Verteilung des Löss (im Windschatten) als der von Dünen gleicht. Aus grösseren Flocken, und zumal aus solchen, welche aneinander anfrieren, bilden sich dagegen dünenähnliche Schneehaufen. Diese Schneewehen beeinflussen überall die Verhältnisse etwaiger Abschmelzung und das von denselben nach dem Wegtauen der allgemeinen Schneedecke noch abrinnende Wasser übt in manchen Fällen bedeutende Erosionswirkungen. Im Hochgebirge veranlasst oft auch die örtliche Anhäufung einer Schneewehe späteren Lawinensturz. — Noch bedeutsamer aber ist in Hochgebirgen und Polarregionen die Zusammen-

führung von grösseren Schneemengen, als dem allgemeinen Schneefalle entspricht, in Mulden und Vertiefungen zwischen den Gipfeln. Stellenweise wird so die dreifache bis vierfache Menge des nach den meteorologischen Beobachtungen zu erwartenden jährlichen Schneefalles auf dieselbe Stelle jedes Jahr zusammengeführt. Im höchsten Masse trägt dieser Umstand zur Entstehung der Firnmulden, den Ursprungsstellen von Gletschern, bei. Dass die Schmutzbänder in dem Gletschereise von Staub herrühren, welcher aus der Luft auf Eis, Firn oder Schnee gefallen ist, darf als bekannt gelten.

Neptunische Sedimente.

Eine ungemeine Mannigfaltigkeit von Bildungen entsteht unter Wasser. Wir sehen Gesteinsmassen sich bilden aus unterirdischen Gewässern, aus Quellen, aus stehenden und fliessenden Binnengewässern und aus dem Meere; dazu kommen diese Absätze bald durch die mechanische Kraft des Wassers, bald durch die Mitwirkung von Organismen, bald endlich durch die chemische Abscheidung aus wässeriger Lösung zu Stande. Sehr gewöhnlich bringen diese verschiedenen Umstände zusammenwirkend Gesteine hervor.

Die unter der Erdoberfläche bewegten Wassermassen erzeugen zwar die so sehr mannigfaltigen Mineralbildungen und Gesteinsumwandlungen, die wir später besprechen, nur selten aber Massenbildungen von Gestein: wir nennen die Kalkspatmassen, welche bisweilen (wie zu Baar, Kt. Zug) einen derben Marmor darstellen, meistens aber nur lückig und mit Unterbrechungen entwickelte Tropfsteine. Stalaktiten sind die von der Decke herabhängenden, Stalagmiten die vom Boden aufsteigenden Tropfsteine. Die Säulenform, die Plattengestalt oder pfeilerähnliches bis vorhangartiges Ansehen mancher Tropfsteine erregen Aufmerksamkeit. Unreinere Kalksteine und Kalksteinbreccien, Dolomitbreccien oder Knochenbreccien mit Kalksteinbindemittel entstehen oft am Boden von Höhlen. Auch Höhlenlehm ist keine seltene Erscheinung, gewöhnlich besteht er aus den Thon- und

sonstigen Silikatmassen, welche in dem Kalkstein oder Dolomit der Höhlenwandungen vorhanden waren, welche aber nach Auflösung der kohlensauren Salze zurückblieben.

Quellenabsätze sind gewöhnlich nur entweder aus Kalktuff oder aus Kieselsinter gebildet. Heisse Quellen setzen Aragonit in mehr oder minder reinen Massen und mit grösserer oder geringerer Schnelligkeit ab. Der Karlsbader Sprudel erzeugt den z. T. oolithischen (als Erbsenstein ausgebildeten) Sprudelstein, der durchschnittlich in einem Monate eine Kruste von 1 mm Dicke bildet. An den Thermen der Santa Fiora-Berge von Toscana wurden schon vor etwa 100 Jahren, zuerst durch Dr. Vegni, Aragonitinkrustationen der Formen von Basreliefs, Cameen etc. hergestellt, indem man das zerstäubte Wasser der warmen Quellen auf die abzuformenden Gegenstände kleinste, rasch verdunstende Tropfen absetzen lässt; ungemein scharf sind die entstehenden Reliefs, deren Rückseite eine stalaktitische, warzige Oberfläche zeigt. Die hierzu hauptsächlich benutzte Quelle von S. Filippo setzt in 20 Jahren eine 10 m mächtige Masse ab. — — Thermen, besonders solche, die Natriumkarbonat enthalten, führen z. T. 12—19 Teile $CaCO_3$ in 10 000 Teilen Wasser.

Aus kaltem gewöhnlichen Quellwasser entsteht Kalkspat-Travertin. Im Moosbach bei Keilhau unfern Rudolstadt bedarf es zur Bildung einer 1 mm dicken Inkrustationsschicht etwa dreier Sommermonate. Gewöhnlich erfolgt der Niederschlag dadurch, dass die im Quellwasser befindliche Kohlensäure, deren Anwesenheit die Löslichkeit von etwa 10 Teilen Calciumkarbonat in 10 000 Teilen Wasser (etwa 1 Kubikcentimeter in 2,7 Liter) bedingt, wenn das Wasser mit Kohlensäure gesättigt ist, durch Bewegung und Austausch gegen atmosphärische Luft, oder durch Pflanzenleben (besonders von Chara-Arten und einigen Hypnumspecies) verloren geht. In 10 000 Teilen Wasser ohne freie Kohlensäure sind gewöhnlich nur noch 0,2 bis 1,9 Teile $CaCO^3$ gelöst; Kalktuff absetzende Gewässer enthalten oft 3—4 Teile Karbonat in 10 000 Teilen. Die Travertinbildung erfolgt in sehr vielen Fällen

mit grosser Schnelligkeit, und ansehnliche Massen von Kalktuff spielen in manchen Gegenden eine erhebliche Rolle. Bisweilen sind die entstehenden und wachsenden Kalktuffe als vorspringende Felsbänke an Gehängen entwickelt, ja es bilden sich natürliche Brücken über Wasserläufe (so bei Clermont Ferrand [1]) und in grösserem Massstabe bei Pambuk Kalessy [2]), der alten Hieropolis, vier Tagereisen von Smyrna.

In kleinen Quellweihern und ähnlichen Wasserbecken entsteht durch das Abbröckeln des die Wasserpflanzen inkrustierenden Kalksinters pulverartiger oder sandähnlicher Travertin; namentlich sind die beweglichen, kalkgepanzerten Characeen häufig Bildner solchen Sandes, der aus älteren, nunmehr trocken gelegten Travertinlagern als Scheuersand gewonnen wird. Den Einfluss der Bewegung des Wassers auf die Kalktuffbildung schilderte schon 1792 Voigt [3]) von dem Bache bei Oberweimar. „Sonderbar ist's aber, dass eben dieser Bach nicht das Geringste absetzt, solange er ruhig fortfliesst, sondern nur, wenn er zerschlagen und verspritzt wird, wie in den Radstuben jener Mühlen der Fall ist.“ Travertin ist meist reich an Pflanzenabdrücken, bez. Inkrustationen, er enthält oft zahlreiche Süsswasser- und Landkonchylien, auch zuweilen Säugetierreste etc.

K i e s e l s i n t e r a b s ä t z e erfolgen aus heissen Quellen, z. B. auf Island [4]), auf São Miguel (Açores), am

---

[1]) Poulett Scrope, The Geology and extinct Volcanos of Central France, S. 22, Fig. 2.

[2]) Tschichatscheff, Le Bosphore et Constantinople, S. 387, Taf. 5.

[3]) Praktische Gebirgskunde, S. 144.

[4]) Islands berühmteste Kieselsintergebilde finden sich im Südwesten der Insel, im Hvitathale; am bekanntesten sind der „Grosse Geiser“ und der nahe dabei befindliche Strokr (Butterfass). Der Grosse Geiser wurde durch Preyer und Zirkel 1860, und 1861 durch Winkler beobachtet als ein Quell wunderbar klaren Wassers, das trotz einer Wärme von 98⁰ für gewöhnlich nicht siedet und in einem Wasserbecken von ca. 19 m Durchmesser und 2 m Tiefe auf dem Gipfel eines kleinen flachen, 10 m über der Thalsohle gelegenen, 65 m breiten Hügels steht. In der Mitte des Beckens erblickt man einen ca. 4 m breiten, 25 m tiefen, nach unten verengten Schlot. Von Zeit zu Zeit erfolgt unter heftigem Krachen und mit Bodenerzitterung eine sog. vorläufige Eruption: blasenartig steigt das Wasser 2—3 m über dem Schlote oder Schachte empor und fliesst dann an den Rändern des Kessels ab. — Nach einer Anzahl solcher Vorbereitungsausbrüche erfolgt etwa in Perioden von 5 oder 7 Tagen eine Haupteruption. Das Geräusch ist bei diesen ungleich heftiger; es steigen silberweisse Wassersäulen aus dem Schachte empor; in kurzen Zwischenräumen folgen sich mehrere solcher Er-

Rotomahanasee Neuseelands, im Geisergebiete am Colorado etc. Es sind oft aufsteigende, bisweilen wie die Geiser intermittierend aufsteigende Quellen, welche diese Absätze hervorrufen. Daher sind in vielen Fällen die Kieselsintermassen als flache Kegel um den Austrittspunkt der Quelle ausgebildet. Schachtartig greift das Quellrohr in manche dieser Kegel und unter dieselben hinein; am isländischen Geiser schliesst sich ein flaches Becken an die Mündung des Quellschachtes an. — Neben den noch in Fortbildung begriffenen Kieselsinterhügeln finden sich ältere, von den Quellen verlassene. — Die Gestalt dieser Hügel ist dieselbe, wie sie von den um aufsteigende Quellen her gebildeten Eishügeln Sibiriens geschildert wird, und sehr ähnlich der von sog. Schlamm-

---

scheinungen, und jedesmal erhebt sich das Wasser höher. Endlich steigt dasselbe zu mehr denn 20 m auf, bildet aber keine Säule mehr, sondern einen mächtigen Strahl, der in der Höhe dünner wird und zischend zerstäubt. Das emporgestiegene Wasser strömt nun am Aussenhange des Quellkegels herab, durch die Haupteruption ist das Geiserbecken entleert, selbst der Schacht fast ohne Wasser. Erst im Verlaufe einer Stunde steigt dieses wieder auf sein altes Niveau. — Kaum 80 m vom Geiser liegt der Strokr, eine Quelle, die keinen Kieselsinterkegel aufgebaut hat, sondern die Oeffnung des trichterförmigen Rohres erst mit einem 12—14 cm hohen Rande braunen festen Sinters umsäumt. An der Mündung hat der Kanal $2{,}_5$ m Durchmesser, bei $8{,}_6$ m Tiefe verengt er sich auf $0{,}_3$ m. Gewöhnlich steht das Wasser 3—4 m unter der Oberfläche in fortwährendem Wallen und Aufkochen. Von Zeit zu Zeit schiesst mit unterirdischem Dröhnen eine Dampfsäule empor, welche in der Mitte einen Wasserstrahl von 3 m Durchmesser umhüllt und sich nach oben wie eine Pinie ausbreitet. Zuweilen sinkt diese Säule in sich zusammen, um dann nur noch höher unter lautem Donnern zu steigen, während unzählige Strahlen wie Raketen aus der Dampfhülle im Bogen hervortreten und sich, wie der obere, fast 50 m hohe Teil der Wassersäule in feinen Staubregen auflösen. Dann sinkt nach viertelstündiger Dauer der Erscheinung das Wasser im Quellrohr tief unter seinen gewöhnlichen Stand. — Kleinere Ausbrüche sind häufiger. Um den grossen Geiser und Strokr liegen noch etwa 40—50 andere Kochbrunnen auf einem elliptischen, von NNO nach SSW gestreckten Raume auf zahlreichen, anscheinend parallelen Spalten. Der „Kleine Geiser“ spritzt alle 2 Stunden sein Wasser 4 bis 7 m hoch. Aus einer ansehnlichen Oeffnung zwischen dem Grossen Geiser und dem Strokr entströmt etwa alle 5 Minuten mit grosser Heftigkeit und bald zischendem, bald sausendem Geräusch ein gewaltiger Dampfstrahl. Wahrscheinlich trieb hier bis zum Erdbeben von 1789 der „Brüllende Geiser“ sein Spiel. — 120 m etwa vom Grossen Geiser liegen zahlreiche wunderbar schöne Weiher, jeder 5—7 m breit und an 10 m tief, bis zum Rande gefüllt mit krystallklarem, fast kochendem Wasser. Die einzelnen Becken sind durch schmale Rücken von Kieselsinter getrennt, der, etwa $0{,}_3$—$0{,}_5$ m dick, gleich einer Eisdecke unterirdische Grotten überwölbt. Dicht dabei befindet sich der Kleine Strokr, der alle halbe Stunden grosse Dampfmassen entwickelt und dabei sein Wasser 2 bis 3 m hoch schleudert. Nordnordöstlich vom Grossen Geiser befinden sich zwei jetzt versiegte Quellensysteme. Die intermittierende Thätigkeit des Grossen Geiser haben Bunsen und Descloiseaux auf Grund genauester Temperaturbeobachtungen durch die Verhältnisse des Siedens unter hohem Wasserdrucke erklärt, und experimentell ist die Richtigkeit dieser Deutung durch die „Müllerschen Geiserapparate“ erwiesen.

vulkanen und von den in viel grösserem Massstabe auftretenden Vulkanen. — Stellenweise tritt an Quellen auch Brauneisenstein hervor.

Die sogenannten „Schlammvulkane“ sind Quellen, welche grosse Mengen schlammiger Substanzen an die Erdoberfläche heraufbringen und absetzen. Sehr oft ist bei denselben eine intermittierende Thätigkeit unter Mitwirkung von gasförmigen Kohlenwasserstoffen und auch von Kohlensäure, von Schwefelwasserstoff und von Stickstoff wahrgenommen worden: also „Ausbrüche“. Ein solcher Ausbruch des Kuku Oba auf Taman soll 1794 an 660000 Kubikmeter Schlamm geliefert haben. Die schlammigen Massen entstammen gewöhnlich Schichten thoniger — oder auch infolge von Zersetzungen verthonter — Ablagerungen, welche in nicht bedeutender Tiefe unter der Oberfläche sich befinden und entweder in breiigem Zustande hervorquellen oder auch mit grösseren Mengen Wassers emporgebracht werden. In vielen Fällen ist das Wasser ein salziges, und bisweilen treten auch flüssige Kohlenwasserstoffe (Naphtha) mit hervor. Gewöhnlich ist das, meist mit Gasentwickelung hervorquellende und das bei den „Ausbrüchen“ aufgeschleuderte Material kalt, nur zuweilen deuten die Flammen bei Ausbrüchen eine grössere Erhitzung eines Teiles der mitwirkenden Stoffe an, welche auf Zersetzungserscheinungen in den unterteufenden Sedimentschichten zurückführbar ist. Im Geisergebiete des Yellowstone River kommen auch als heisse Quellen und mit bedeutenden Massen von heissem Wasserdampfe die „Schlammvulkane“ auf einem wirklich vulkanischen Gebiete vor.

Die Macaluba bei Girgenti, die modenesischen Salsen, die Schlammquellen der Gegend von Baku, die von der Insel Taman und von Kertsch, die von Turbaco und von den Indusmündungen sind seit längerer Zeit bekannt, die von Siebenbürgen haben erst seit neuerer Zeit grössere Beachtung gefunden [1]).

---

[1]) A. v. Humboldt, Reise in die Aequinoktialgegenden. — Bunsen in Liebigs Annalen 1847. — Abich, Petersb. Denkschr. J. R. Bd. 6. — v. Lasaulx, Deutsche Geol. Zeitschr. 1879. Bd. 31. — Gümbel, Bayer. Akad. Sitzungsber. 1879. — v. Hauer u. Stache, Geol. Siebenbürgens.

Als Absätze fliessender Gewässer kennen wir besonders Schotter, Geröll, Kies und Sand, sowie den sog. Flusslehm oder Auelehm. Jeder Bach, Fluss oder Strom setzt an Stellen und in Zeiten langsamer Bewegung mechanisch fortgeführte Massen ab. Schotterablagerungen sind vorzüglich als die Zeugnisse der kurz dauernden Wirkung von Wildwassern anzusehen; Geröll, Kies und Sand werden vom beständig fliessenden Wasser fortgeführt; hauptsächlich in Zeiten des Hochwassers und unter der etwaigen Mitwirkung von Grundeis im Winter ist dieser Transport ein beträchtlicher. Er erzeugt sog. Kiesbänke, besonders an stark konvexen, bogenförmig vorspringenden Uferstellen und ferner mitten im Wasserlaufe in Gestalt sog. Kieshäger, welche dann zu Inseln (Werdern) werden können, und an den Einmündungen von Nebenflüssen. Die sog. schwebenden oder Schlammteile werden von den fliessenden Wassern an und über die Kies- und Sandabsätze angesetzt; dieser Absatz ist der massenhafteste und er erfüllt in verhältnismässig kurzer Zeit vom Hauptstrome verlassene Flussbetten und Teile von solchen, die Rinnen zwischen den Werdern oder zwischen den Werdern und dem Ufer. Starke Verlandungen bildet der Schlamm sehr häufig an den der Strömungsrichtung abgewendeten Teilen bogenförmig vortretender Ufer. Schwach, wie die Schlammführung überhaupt während der Zeiten geringer atmosphärischer Niederschläge, wird der Schlammabsatz am kräftigsten nach der Zeit ergiebiger Regengüsse und nach der Schneeschmelze. Treten dann die Flüsse über ihre Ufer, so erreicht der Absatz der trübenden Schlammteile seinen höchsten Grad. Ueber die meist mit Gräsern bestandenen Flächen neben dem Flussufer sich ausbreitend, findet das abströmende, schlammig getrübte Wasser Millionen kleiner Halme und Grasblätter, welche seine Bewegung hemmen und damit zugleich ihren Wurzeln und dem Boden Schlammteile zuführen, die beim verlangsamten Fliessen sinken müssen. Dauert es auch viele Jahre, bevor ein erhebliches allgemeines Wachsen des Landes durch diese weit verbreiteten Hochwasserabsätze eintritt, so führen

sie doch bald zunächst eine Ausebnung der Rinnsale älterer verlassener Strombetten und dann nach und nach unter Mitwirkung äolischen Staubtransportes ein Steigen des gesamten Auenlandes herbei. Die massenhaften Auelehmabsätze sind für gewöhnlich zur Bildung von ansehnlich breiten Flussniederungen verbunden, in denen lose Gerölle, Sande und Kiese selten ohne Lehmdecke vorkommen. In den Flussanschwemmungen finden wir bei Kiesen, Sanden etc. eine gewöhnlich starke Ausprägung schichtartiger Bänderung. Die Auelehme allein bleiben massig bezüglich der Absonderung; sie enthalten sehr spärliche Reste von Pflanzen in erkennbaren, bez. bestimmbaren Formen.

Absätze stehender Binnengewässer sind mannigfaltig und in grosser Menge bekannt. Mechanische Kräfte der Flüsse und Wildbäche haben die Deltas in Seen und Teichen erzeugt. Chemische Niederschläge fehlen nicht und ebensowenig die organogenen, welche am häufigsten in Form von Torf etc. auftreten. Deltas heissen die in ihren Begrenzungen gegen den Wasserspiegel und gegen die alten Ufer gewöhnlich im allgemeinen dreieckig gestalteten, sehr oft von mehreren Flussadern durchzogenen und dadurch in eine Anzahl dreieckförmiger Inseln abgeteilten Verlandungen an der Einmündung von Flüssen etc. in die Wasserbecken. Wachsende Deltabildung schiebt sich keilförmig in das Wasser vor und vermag schliesslich dieses ganz zu verdrängen. Den am weitesten zurückliegenden und untersten Teil eines Deltas bilden meist gröbere Gerölle, Kies, Sand etc.; es gestaltet und verhält sich dieser Anfangsteil ganz wie ein Schuttkegel an der Einmündung eines Seitenthales in ein Hauptthal. Schlammpartikel tragen dann zum Wachstum des Deltas viel bei und schieben besonders dessen Fuss noch weit vor, wie sie auch dessen Oberfläche mehr oder minder stark decken. Flüsse, welche seitwärts in einen See münden, können denselben in zwei Seen zerlegen, wie das Kanderdelta die Trennung von Thuner und Brienzer See herbeigeführt hat. Ohne Zusammenhang mit dem Delta kann ein

mechanisches Sediment in den Binnengewässern nur da erfolgen, wo ein Wasserbecken ohne ständigen Zufluss vorliegt, aber selbst diese haben gewöhnlich an den Einmündungen der Wildbäche Deltas. — Durch Staub, welcher auf Seen etc. niederfällt, oder durch hereingewehten Flugsand kann die Menge der mechanischen Absätze erheblich vermehrt werden. In manchen Gegenden ist die Menge der hereingewehten Substanzen so gross, dass dagegen die eigentlichen Deltamassen zurücktreten; es entsteht dann der durch Schichtung und oft auch durch Anwesenheit von Resten organischer Süsswasserbewohner gekennzeichnete Seelöss.

Unter den organogenen Sedimenten von Binnenwässern stehen die Torfbildungen obenan. Solche erheischen gar nicht einmal stets einen als solchen von fern sichtbaren Wasserspiegel, sondern sie wachsen oft als Moore und Sümpfe aus nassen Gründen und von übernässten Höhen aus. In Seen von ansehnlicherer Tiefe beginnt meist die Torfbildung vom Rande her, bei flachen Seen steigen die Massen der torfbildenden Gewächse oft vom Grunde empor. Wir finden eine grosse Menge verschiedener Pflanzen an der Torfbildung beteiligt, in Deutschland z. B. Schwimmpflanzen, wie Lemna, Potamogeton, Hippuris, Myriophyllum, ferner Cyperaceen, wie verschiedene Carices und Eriophora; Ericaceen, wie Calluna vulgaris und Erica tetralix; untergeordneter ist gewöhnlich die Rolle einiger Gramineen und — namentlich im Grunde der Moore — das Auftreten der Wassermoose. Letztere und die zum Teil nur über dem Wasser gedeihenden Sphagna und Polytricha sind jedoch stellenweise hauptsächliche Torfbildner. — Nicht selten wird durch die das Moor begrünenden Pflanzen ein erheblicher Zuwachs bewirkt. Bäume, deren Wurzeln sich durch das Moor erstrecken und deren Stämme nach Wind- oder Schneebruch darauf zu liegen kommen, eine Reihe von Gräsern, Kräutern und Halbsträuchern tragen zum Wachstum der Torfmoore bei. Ein im Laufe der Zeit eintretender Wechsel der Vegetation bringt zuweilen eine Art Schichtung hervor, die überdies durch den Vertorfungs-

prozess selbst, insbesondere durch das Eindringen flüssiger und fester Kohlenwasserstoffverbindungen (Dopplerit etc.) in und zwischen die zersetzten Gewebeteile befördert wird. Auch Einschwemmung fremder Körper, Bedeckung der Moore (besonders der in abgeschnittenen Flussarmen sich bildenden) durch Ueberschwemmungsmaterial etc. erzeugt eine lagenweise Anordnung der Massen. Ebendazu tragen stellenweise schwimmende Torfmassen bei, indem sie sich auf andere festsetzen; und an anderen Orten die aus aufgeschwollenen Mooren stromartig [1]) hervorbrechenden Torfmengen, wenn sie sich auf Torf, Thon, Sand oder andere Massen ergiessen.

Hervorzuheben ist noch die häufige Bildung von Brauneisenerz (Sumpf- oder Morasterz, Seeerz, Raseneisenstein etc.) mit dem Torf.

Die Torfbildung ist anscheinend im jetzigen Zustande unseres Planeten mehr den gemässigten und nördlicheren Gegenden der Erde als den Tropen eigen. Gegenüber den massenhaften Torfbildungen auf dem Boden Irlands, in den die Nordsee und die Ostsee umgebenden Ländern, ferner am Fusse der Alpen etc. sind die Gebiete um das Mittelmeer arm an Torf. — In der Nähe des 30. Grades N. Br. bei den Mississippimündungen und im Delta dieses Stromes findet in ungemein grossem Massstabe Torfbildung statt. Ungleich geringer scheint aber unter den Tropen dieser Vorgang zu erfolgen. Aus Indien wird z. B. die Torfbildung hauptsächlich aus hochliegenden Gebirgsgegenden (von den Nilgiris und Shivarais bei mehr als 1300 m Meereshöhe, von Nepal etc.) geschildert, während die untergeordnete Qualität des im Gangesdelta aus Wasserpflanzen und wildem Reis sich bildenden Torfes hervorgehoben und die in ca. 10 m Tiefe bei Kalkutta und an anderen Stellen wahrgenommene Masse nur torfähnlich (peat-like) genannt wird.

---

[1]) Beim Moorausbruche von Tulamore, Irland, im Sommer 1821, soll der an manchen Stellen 20 m mächtige Strom 5 Meilen Landes verwüstet haben. — Der eine Viertelmeile lange, 60—100 m breite, stellenweise 10 m hohe Torfstrom von Fairloch in N-Irland (19. Sept. 1835) ergoss sich in den Mainefluss, und die Schlammmassen wurden von diesem noch 7 Meilen weiter getragen und verbreitet. Cf. Senft, Humus-, Marsch-, Torf- und Limonitbild., S. 102 f.

Untergeordnete Bedeutung haben andere organogene Absätze von Binnenwässern. Der Alm oder die Seekreide, gewöhnlich nur in wenige Millimeter bis einige Centimeter starken Lagen entwickelt, ist aus Muschelschalen, Entomostraceenschalen und deren Trümmern zusammengesetzt. Diatomeen erzeugen die selten zu erheblicher Mächtigkeit steigenden Kieselgurabsätze; die Gaillonellen wirken bei der Raseneisensteinbildung in erheblichem Grade mit.

Von chemischen Absätzen der stehenden Binnengewässer reihen sich die nicht seltenen Kalkbildungen zum Teil unmittelbar an die organogenen Ablagerungen an; die Thätigkeit von Wasserpflanzen (Characeen etc.) macht sich in ähnlicher Weise bemerkbar, wie das für einige Quelltravertine besprochen wurde. Süsswasserkalkgebilde sehr mannigfaltiger Art ergeben sich durch etwaige Beimengungen thoniger, quarziger und anderer Art, sowie durch die bedeutendere oder geringere Rolle verschiedener Tiere und Pflanzen bei dem Niederschlage. Besondere Erwähnung verdienen die mergeligen Kalksteine, welche in heissen Gegenden oft als Deckschichten des Bodens entstehen und, obwohl gewöhnlich nur schwach, doch stellenweise mehrere Meter dick werden können. — Bei Regengüssen werden kalkhaltige Schlammteile zusammengeschwemmt und ein Teil des staubartigen Kalkes in Lösung geführt. In unseren Breiten sickert solches Kalkwasser ruhig in den Boden ein, im heissen Süden aber verdunstet es so schnell, dass eine verhärtete Kruste sich bildet, die später bei neuen Regengüssen wächst und den Boden allmählich mit unfruchtbaren, für Wurzeln undurchdringlichen Platten bedeckt.

Soviel wir aus der jetzigen Erfahrung schliessen können, sind Binnengewässer und sog. Lagunen in der Nähe des Meeres, welche zeitweise von diesem abgesperrt sind oder in welchen der vom Meere her erfolgende Zufluss durch die Verdunstung aufgewogen wird, die Bildungsstätten für Gyps und Steinsalz, soweit solche als Gebirgsarten auftreten.

Es ist die Bildung von Anhydrit in grösseren Massen, wie sie der Menge nach den Anhydritlagern unserer Gebirge entsprechen, noch nicht direkt beobachtet worden, doch ist die Angabe, dass Anhydritkrystalle sich in Lösungen bilden, welche reich an Chlormagnesium sind, und die weitere, dass bei einem Drucke von 10 Atmosphären das Calciumsulfat grösstenteils als Anhydrit krystallisiere, als richtig zu betrachten, und daraus sind wohl die Gründe zu erschliessen, warum noch kein Beobachter Zeuge einer Massenbildung von Anhydritfels gewesen ist, obwohl eine solche unter den gegenwärtigen Verhältnissen der Erde noch stets vor sich gehen dürfte.

In 1000 Teilen reinen Wassers von 15° Wärme sind ungefähr 2 Teile Anhydrit oder 2,4 Teile Gyps löslich, es können also aus einem Liter gesättigter Calciumsulfatlösung etwa 690 cmm Anhydrit oder 1,043 ccm Gyps sich absetzen. — Indes steigt die Löslichkeit in kochsalzhaltigem Wasser, eine gesättigte Kochsalzlösung vermag in 122 Teilen einen Gewichtsteil Calciumsulfat aufzunehmen. Die Gegenwart von Magnesiumsulfat verhindert die Lösung des Calciumsalzes in dem Grade, dass in gesättigtem Bitterwasser der Gyps für ganz unlöslich gilt. Aus den mitgeteilten Zahlen geht hervor, dass Calciumsulfat, eine Substanz, deren Entstehung durch sehr viele in der Erde vor sich gehende, chemische Prozesse bedingt ist, auch leicht zur Abscheidung kommen muss. Niederfallendes Regenwasser nimmt z. B. einen Teil von Gyps aus Gypsfelsen oder aus Gesteinen, in welchen Gyps sekundär gebildet ist, leicht auf. In vorübergehend entstehenden Regenwasseransammlungen scheidet sich in wärmeren Ländern nicht gar selten — meist mit Thon etc. — Gyps ab, und durch Anhäufung der Lagen kann auf solche Weise eine nicht unbedeutende Gypsmasse sich im Laufe der Zeit bilden (Wüstengyps, z. T. mit eingeschlossenen Sandkörnern krystallisiert etc.).

Häufiger als aus einem kochsalzfreien Wasser scheinen sich Gypslager aus Soolwasser, Brackwasser und abgedämmtem Meerwasser abzuscheiden. — Soolquellen, welche zur Entstehung von kleineren oder grösseren Salzseen

führen, durchdringen den thonigen Boden der Umgebung letzterer, und in solchem Thon entstehen bei zeitweiser Austrocknung massenhafte Gypskrystalle, um die Seen bilden sich Gypskrusten und dickere Gypslagen. — Aehnlich ist es bei brackischen Wasserbecken, welche von brackischen Quellen gespeist werden. — Aus abgedämmtem Meerwasser stammen die schönen, durch Dr. Stübel gesammelten, kapverdischen Gypse von der Insel Sal, und ähnliche Gypsbildung, wiewohl in weniger guter Krystallisation, ist aus den Seesalzsalinen Südeuropas und anderer Gegenden sehr wohl bekannt. Aus den Analysen des Meerwassers folgt[1]), dass aus einem Kubikmeter Meerwasser 776 ccm Gyps und 12 160 ccm Steinsalz abgesetzt werden können. Nach Usiglios Versuchen beginnt die Krystallisation von Calciumsulfat erst bei bedeutender Concentration des abgedämmten Meerwassers.

Erst wenn 0,9 der ursprünglichen Meerwassermenge verdunstet sind, krystallisiert nach diesem Forscher Chlornatrium. Es kann also unter den gegenwärtigen Verhältnissen aus freiem Meere nirgends eine Salzbildung erfolgen. — Mit dem Meere in mehr oder minder unterbrochener Verbindung stehen eine Anzahl von Wasserbecken, in denen eine kräftige Verdunstung den Zufluss mindestens aufwiegt und in denen Steinsalz und Gyps sich bilden. — Die Kapverdeninsel Sal verdankt solchen Wasserbecken ihren Namen. Die stets sich erneuernde Salzmasse wird vorzugsweise für den Bedarf in Brasilien gewonnen, sie gab Anlass zur Anlegung des ersten Schienenweges auf portugiesischem Boden. Das hauptsächlichste Becken selbst ist nach Stübels Untersuchung ein durch vulkanische Thätigkeit entstandenes, ein alter Krater, welcher bei Springflut sich mit Seewasser füllt, das unter dem heissen Himmelsstriche einer raschen Verdunstung unterliegt. Nach Brunners Schilderung kommt auch das Durchsickern von Meerwasser durch porösen Boden für die Füllung der Salzlachen in Betracht.

Die künstlich angelegten Seesalzsalinen arbeiten in ähnlicher Weise wie dort die Natur.

---

1) Roth, Chem. Geol. I, 549.

Der berühmteste Salzwassersee ist das mit seiner Oberfläche 392 m unter dem Spiegel des Mittelmeeres gelegene „Tote Meer“, welches nach Lartet seinen hohen Salzgehalt, sein Chlormagnesium und Brommagnesium nur der Verdunstung von angesammeltem Quell- und Flusswasser verdankt, aber nicht in geologisch jüngerer Zeit mit irgend einem Meere verbunden war. Am Südwestende des Toten Meeres stehen am Djebel Usdom obercretaceische Gypse mit Steinsalz an, und der turonischen Stufe der Kreide, welche auf „nubischem Sandstein“ gleichförmig auflagert, gehören auch die sonstigen Gebirgslagen in der Umgebung des grossen Sees meistens an, auch findet sich in der Nähe etwas Basalt, noch zweifelhaften Alters. Bis 100 m über dem jetzigen Wasserspiegel sind alte Absätze des Toten Meeres bekannt. Im Steinsalz des Usdom fand Terreil nur 0,09 % Magnesia; dagegen ist in den sehr verschiedenen Analysen des Wassers aus dem Toten Meere ein so grosser Magnesiumgehalt angegeben, dass man denselben aus anderen Quellen ableitet. An der Oberfläche besitzt das Wasser des Toten Meeres ein sp. G. von 1,1162 (oceanisches Wasser 1,027), wesentlich unter dem Einflusse des einströmenden, an der Oberfläche verbreiteten Jordanwassers. In 42 m Tiefe beträgt das sp. G. schon über 1,2, und der gesamte Salzrückstand 26 % (16,5 *Cl*, steigend auf 17,5 % in grösster Tiefe 4,4—4,8 ‰ *Br*). Die metallischen Elemente wurden in verschiedenen Mengen beobachtet: Natrium 14—25 ‰, Magnesium 41—42 ‰, Calcium 3—17 ‰, Kalium 2—4,5 ‰. Die Niederschläge des Toten Meeres werden als ein bläulichgrauer Thon mit zahlreichen Kochsalzwürfeln und Gypslinsen beschrieben, der durch etwa 34 % Kalkspat (mit nur 0,18 % Magnesiumkarbonat) mergelig ist. — Auch der Jordan und der Tiberiassee besitzen salzreiches Wasser.

Das Innere Kleinasiens ist reich an Salzseen, und eine grössere Anzahl von solchen schliesst sich an das Gebiet des Kaspischen und Aralsees, sowie an die nördliche Umgebung des Pontus. Von hohem Interesse sind besonders die salzreichen Buchten und Nebenseen des

Kaspischen Sees. Dieser selbst, der Ueberrest eines einst viel ausgedehnteren Brackwassersees, 26 m unter dem Spiegel des Pontus gelegen, ist in seiner Hauptmasse salzarm, besonders in der Nähe der Mündungen von Wolga und Ural, wo kaum 0,000624 Teile fester Stoffe in 1 Teil Wasser enthalten sind. Im südlichen Becken, das 944 m Tiefe erreicht, ist im allgemeinen der Salzgehalt doppelt so gross als im nördlichen, indes auch in der Tiefe nicht viel höher als an der Oberfläche. Aber in den Buchten und besonders in den vom Hauptsee mehr oder minder stark abgeschnürten Nebenbecken sammelt sich der Salzgehalt, wo Barren eine Abdämmung der unteren Teile ermöglichen. Auf der Ostseite ist der Kara Bogas durch einen schmalen flachen Sandwall abgetrennt; sein Wasser fand C. Schmidt am 26. Juli 1876 1,26 schwer und 28,5 % Salze enthaltend, worunter 8,3 % $NaCl$, 12,9 $MgCl^2$, 6,2 $MgSO^4$, also eine Mutterlauge. Das Sediment des Kara Bogas ist nach diesem Forscher ein kaliumfreies Steinsalz von unbekannter Mächtigkeit. — Die tibetanischen Salzseen, der Bar el Assal Abyssiniens, der grosse Salzsee von Utah und die von Nevada, jene von den südamerikanischen Pampas sind weiterhin berühmt. Namentlich in den flacheren Becken abflussloser Salzseen und in der Nähe von deren Rändern findet eine Salzabscheidung statt. Immer beginnt die Abscheidung von Calciumsulfat, dann entsteht eine z. T. noch mit ersterem Stoffe mehr oder minder vermengte Steinsalzmasse; die leicht löslichen Magnesium- und Kaliumsalze u. dergl. krystallisieren zuletzt.

Die Salzbildungen der geologischen Vorzeit sind nach allem Anschein auf ganz gleiche Weise wie die heutigen Salzniederschläge gebildet; es geben uns die Bänder von Anhydrit oder Gyps, welche wir durch viele Steinsalzmassen der Schichtung entsprechend laufen sehen, ein Zeichen von den vielfachen Unterbrechungen der Salzbildung. Man hat diese Bänder mit den Jahrringen der Bäume verglichen, weil sie thatsächlich wohl den jährlichen Perioden des Zutrittes minder gesättigter Lösung zu den Salzbildungsstätten entsprechen. Jene Streifen

sind zuerst in dem Stassfurter Salzbergwerk aufgefallen, so deutlich sie auch in den Salzsteinbrüchen von Cardona in Catalonien entwickelt sind. — In höheren Teilen der Salzlager bildet zuweilen Polyhalit ähnliche, doch mächtigere Bänder, noch höher oben wechseln Lagen von Steinsalz mit solchen von Kieserit, von Carnallit, von Tachhydrit etc., falls die Salzbildung bis zur Abscheidung der Mutterlaugensalze fortgegangen ist und falls diese leichtlöslichen Substanzen nicht bald nach ihrem Absatz oder später fortgenommen worden sind.

Salzlager würden uns kaum aus der geologischen Vergangenheit erhalten sein, hätten nicht Thon- oder Gyps- und Anhydritmassen als Deckschichten und als Untergrund oder liegende Schichten den Zutritt von Wassermengen abgehalten. Steinsalzkrystalloide auf Schichtunterflächen deuten augenscheinlich auf Verhältnisse begonnener, aber nicht durchgeführter Steinsalzbildungen hin.

Viel seltener als die Salzseen sind die Natronseen, deren Umfang auch viel kleiner als der der Salzseen zu sein pflegt. Sie enthalten Natriumkarbonat, sowie das Sulfat und das Chlorür dieses Metalls; ihr Natriumreichtum entstammt oft vulkanischen Gebilden, welche die betr. Salze als Rückstände der einstmals dampfförmigen Körper oder als Zersetzungsprodukte enthalten. In Ungarn bei Debreczin und Szegedin, am Wansee und beim Ararat, in Aegypten, in Fezzan, in Persien, Indien und Tibet, in Kalifornien, Arizona, Nevada und Mexiko, in Venezuela sind diese Seen und z. T. auch deren Absätze bekannt.

Aehnlich verhält es sich mit den Boraxseen (Tibet, Nepal, Kalifornien etc.) und mit den nur zu bestimmten Zeiten vorhandenen Wasseransammlungen, welche die Ablagerung der Chilesalpetermassen verursachen.

Die verbreitetsten, grössten und wichtigsten aller neptunischen Gebilde sind die Meeresabsätze. Auch sie sind aus chemisch gelöst gewesenen Teilen, die mit Zuthun des organischen Lebens oder auf unorganischem Wege abgeschieden wurden, und aus Substanzen, welche als feste Körper (Schlamm, Sand, Gesteinsstücken) in

das Meer kamen, innig gemengt. Unter den mechanisch zusammengeführten Körpern sind verschiedene Kategorien zu unterscheiden.

Ein Teil davon kommt aus dem Binnenlande: er wird zu sehr erheblichem Masse von Flüssen etc. an deren Mündung ins Meer gestossen und getragen; Gletscher beteiligen sich stellenweise an solchem Massentransporte auf ihre Art; aber auch die Winde führen ungeheure Mengen von Staub und Sand ins Meer. — Flüsse und Wildbäche häufen oft bei ihrer Einmündung einen erheblichen Teil der von ihnen fortgeführten Massen in Schuttkegeln (Deltas) an, von denen manche nur unterseeisch durch Ausbiegung [1]) der Linien gleicher Meerestiefe (Isobathen) erkennbar, andere aber auch durch Verlandungen jugendlichen Alters sichtbar sind. Die marinen Deltas weichen in der Regel nur durch die viel grössere Ausdehnung und durch ihre organischen Einschlüsse von den Deltas der Binnengewässer ab. In denjenigen Fällen, in welchen ein Teil eines Deltas über den Meeresspiegel aufragt, zeigt sich oft eine von gegabelten Flüssen durchzogene Landschaft mit dreieckförmigen Inseln, auf welche der Name Delta Bezug nimmt. Zuweilen bildet sich auch nur ein einfacher, der Küste sich anschliessender Landstreifen. Oder es entstehen der Strommündung gegenüber Inseln, die vom Festlande durch mehr oder minder breite Meereskanäle getrennt sind. Ob eine sichtbare Verlandung eintritt, hängt von vielerlei Verhältnissen ab: z. B. von der Böschung des Meeresbodens, dem relativen Schutze gegen Brandung, Gezeiten etc., von der geognostisch-petrographischen Zusammensetzung des Stromgebietes, von der Gegenwart oder Abwesenheit grösserer Seen im Unterlaufe des Stromes, von der Zeit, seit welcher ein Fluss in der betreffenden Richtung fliesst und an der gleichen Stelle mündet. Aus Gebieten erheblicher Küstensenkung kennt man noch kein sichtbares Delta, wiewohl kleinere lokale Senkungen in Deltas häufig vorkommen.

---

[1]) Vor dem Ausflusse des grossen Erosionskessels, der Caldera de Taburiente auf der Canareninsel Palma, liegt die Isobathe von 100 fathoms = 183 m um 1000 bis 1100 m ferner vom Strande, als an den benachbarten Stellen.

Hingegen begünstigt der Eintritt einer Hebung das Sichtbarwerden von Deltas längs einer Küste in so hohem Masse, dass in Hebungsregionen dieselben selten fehlen.

Unter den von den Flüssen seewärts geführten Massen überwiegen meist die feinerdigen, sogenannten schwebenden, Bestandteile, die, als Schlämme niedersinkend, am weitesten in die Meere hineingeführt werden. Nach den Angaben der neueren Forscher werden aber doch diese Schlämme selten auch nur 300 Kilometer weit von den Küsten in ihrer Abhängigkeit vom Lande erkannt. Weiter hinausgeführte schwebende Teile vermengen sich mit den sonstigen Bodensätzen des offenen Meeres derart, dass sie nicht besonders unterscheidbar sind.

Ein zweiter Teil der mechanischen Absätze des Meeres ist ebensowohl dem Binnenlande als den Küsten entnommen, aber in Form von Staub und Sand durch die Winde seewärts geführt. Sedimente, in denen dergleichen Material herrscht, gleichen mehr oder minder den äolischen Bildungen des Festlandes. Die Sande entfernen sich selten auf mehrere Kilometer von der Küste und bilden statt der welligen Dünenhügel des Festlandes einfachere unterseeische Rücken, welche, ungeheuren Schneewehen vergleichbar, bisweilen Inseln oder Klippen miteinander verbinden [1]), nicht selten auch, über den Wasserspiegel aufsteigend, nach oben in Dünen übergehen. Die Brandung und die Gezeiten bringen es zuweilen mit sich, dass solche anfangs unterseeische Sanddämme der Küste parallel sich ausbilden und als den Nehrungen der Ostsee analoge Inseln oder Halbinseln die Verlandungen einleiten und beginnen.

Bis in die hohe See wird der leichte Staub geführt und so erklärt sich wohl die auffallende Aehnlichkeit des mikroskopischen Bildes mancher Tiefseeschlämme mit dem gewisser Lössabänderungen des Festlandes.

Ein dritter Teil der mechanischen Sedimente des Meeres entstammt nur den Zerstörungsprodukten der dem Wellenschlage unterliegenden Küstenstrecken und Un-

---

[1]) So ist auf den Canaren die Isleta mit Canaria verbunden und so wird im gleichen Archipel vielleicht noch vor Ablauf eines Jahrtausends Lobos sich mit Fuerteventura vereinigen. Der Sand ist in beiden Fällen vorwiegend Kalksand.

tiefen. In manchen Fällen ist es schwer, diese Küstenzerstörungsmassen recht auseinanderzuhalten von den Materialien, welche die Flüsse aus dem Binnenlande bringen; so namentlich an den trichterförmig erweiterten Mündungen mancher Flüsse, die aus weichen Gesteinen hervor ins Meer sich ergiessen. An der grauen Trübung der Nordsee vor der Themsemündung beteiligt sich der Schlamm, welchen der Strom oberhalb Londons führt und der von den Wellen aufgewühlte Londonthon von Sheppey etc. wie die von denselben nochmals zermahlene Kreide von Thanet.

Von den Küstenzerstörungsmassen sind die Konglomerate meist die auffälligsten. Obwohl Flüsse von starkem Gefälle auch Geröllmassen erzeugen, dürfen wir doch die bedeutendsten Konglomeratbildungen auf Brandung zurückführen, weil wir heutigentags die erheblichsten Geröllbildungen an steilen Zerstörungsküsten entstehen sehen. Wo die Küsten aus härteren, in grösseren Stücken brechenden Gesteinen, z. B. aus Basalten, Phonolithen, Trachyten, quarzitischen Sandsteinen, massigen Kalksteinen etc. bestehen, ist die Geröllbildung eine besonders starke. Anderwärts erfolgt durch die Brandung eine Art von Aufbereitung und Massensonderung: so sammelt die Thätigkeit der Wogen aus Kreidefelsen Feuersteine, aus weichen Sandsteinen die harten, darin befindlichen Konkretionen, aus Mergeln die Kalksteingeoden, Septarien oder Phosphoritknollen. Statt eigentlicher Schichten bilden die Gerölle oft Haufen oder langgestreckte Wälle, die man stellenweise bei oberflächlicher Betrachtung leicht für Menschenwerk halten könnte (z. B. an vielen Küstenstellen der canarischen Inseln, u. a. nahe bei Santa Cruz de Tenerife). Solche Verhältnisse erklären die Entstehung der auffallenden Konglomeratnester und Konglomerathaufen in mehr sandigen, ja in schieferigen Gesteinen. Mit dieser örtlichen Auftürmung von Rollstücken hängt es zugleich zusammen, dass Gerölle sich in Meerestiefen hinein vorschieben, in welchen die Wellenbewegung Steine von einigem Gewichte nicht mehr fortstossen würde. Die Geröllhaufen können einen bestimmten von den Verhält-

nissen abhängigen Böschungswinkel nicht überschreiten, breiten sich also durch ihre eigene Massenschwere aus, wenn sie nicht mehr in die Höhe zu wachsen, also steiler zu werden vermögen. Daher kennt man unterseeische Geröllllager in Tiefen von 550—900 m z. B. unfern von den spanischen und portugiesischen Küsten. Zuweilen verändern Geröllbildungen die Küstenumrisse in verhältnismässig kurzer Zeit. Das Kap von Dungeness zwischen Folkestone und Rye besteht aus Geröllmassen, welche von dem westlich gelegenen Klippenabsturze des Hastingssandsteines abstammen. Früher lag der Vorsprung viel weiter westwärts und scheint auch nach Süden mehr vorgeragt zu haben; das jährliche Vorrücken des Kaps wird auf 1,5 m veranschlagt [1]).

Ein weiterer Teil der mechanischen Ablagerungen im Meere entstammt, ohne vorher zur äusseren Kruste der Erdfeste gehört zu haben, den vulkanischen Ausbruchsherden: es sind die weit ins Meer hinein geschleuderten, oft von Winden über weite Strecken hinweggetriebenen sogenannten Vulkanaschen und die Bruchstücklein leichter Bimssteinschlacken, welche tagelang auf dem Meeresspiegel zu schwimmen vermögen. Bei der grossen Häufigkeit vulkanischer Ausbrüche ist von vornherein zu erwarten, dass solche Teilchen vulkanischen Materiales nicht selten sein können, und in der That sollen die Tiefseeuntersuchungen der letzten Jahrzehnte öfters dergleichen nachgewiesen haben. In Sedimenten früherer geologischer Zeiten scheinen diese Gesteins- und Mineralpartikel seltener erkennbar geblieben zu sein, wahrscheinlich verfallen sie verhältnismässig bald der Zersetzung. Kaum unterscheidbar von den vulkanischen Körperchen der eben besprochenen Art sind meteoritische Trümmerchen, die wir gleichfalls als Bildner gewisser Anteile mariner Sedimente annehmen müssen, so selten sie auch in recenten oder vormaligen Sedimenten direkt nachweisbar sind.

Endlich muss derjenigen Gesteine und Mineralien gedacht werden, welche entweder in und mit Eis oder

1) Blatt IV d. Ord. Survey of England and Wales, geol. aufg. von Fr. Drew unter Ramsay. 1863. Delesse, Lithologie du fond des mers. S. 346.

mit den Wurzeln verschwemmter Baumstämme weit über die Meere getrieben, zuletzt dennoch untersinken und die neuen Sedimente vermehren. In gewissen Regionen, wo zahlreiche Eisberge schwimmen, muss solches Material[1]) sich in erheblicher Menge absetzen und ein dem norddeutschen Geschiebelehm höchst ähnliches Sediment bilden.

Betrachten wir zum besseren Verständnis der organogenen und der auf rein chemischem Wege abgeschiedenen Substanzen der Meeresabsätze die im Meereswasser vorhandenen Stoffe nach dem Grade der Sättigung des Seewassers, so finden wir von

Chlornatrium 0,103 der Saturation, die 263 ‰ beträgt, da Seewasser 26,9—27,2 ‰ enthält (auf 1 cbm 12160 ccm Steinsalz).
Chlorkalium 0,002 der Saturation, die 300 ‰ beträgt, da Seewasser 0,6 ‰ enthält.
Chlormagnesium 0,01 der Saturation, die 360 ‰ beträgt, da Seewasser 3,3—3,7 ‰ enthält.
Magnesiumsulfat 0,08 der Saturation, die 250 ‰ beträgt, da Seewasser 2,0—2,3 ‰ enthält.
Calciumsulfat[2]) 0,19 der Saturation, die 7 ‰ beträgt, da Seewasser 1,3—1,4 ‰ enthält (auf 1 cbm 500 ccm Anhydrit oder 776 ccm Gyps).
Calciumkarbonat 0,03—0,3 der Saturation, die 1 ‰ beträgt, da Seewasser 0,03—0,3 ‰ enthält (auf 1 cbm 11—109 ccm Kalkspat).
Kieselsäure ? 0,8—0,01 der Saturation, die ca. 0,13—0,21 ‰ beträgt, da Seewasser 0,11—0,002 ‰ enthält (auf 1 cbm 0,9—40 ccm Quarz oder 12—82 ccm Silikat von der Sättigungsstufe des Orthoklas und Gneiss.

Alle die hier mitgeteilten Zahlen geben nur einen sehr rohen Anhalt, denn die Sättigung hängt ab von An-

---

[1]) Abbildung eines 3,6 m hohen Blockes in einem 91 m hohen Eisberge, den Kapt. Balleny am 13. März 1839 in 2597 km Entfernung von bekanntem Lande unter Lat. 61° S, Long. 103° 40 W. v. Gr. beobachtet hat: Journ. Lond. Geograph. Soc. Vol. 9, p. 526, daraus in Lyells Principles, 11te Ed. I, 378.

[2]) Die hier aufgenommenen Zahlen sind aus Usiglios Versuchen berechnet, nach welchen 4/5 des Mittelmeerwassers verdunsten mussten, bevor sich Gyps ausschied. In 1000 Teilen reinen Wassers sind 2 Teile Anhydrit löslich. In Bezug auf Calciumkarbonat kann man Usiglios Zahlen nicht zu Grunde legen, denn dessen Proben enthielten in 1000 Teilen 0,114 Calciumkarbonat (pro Kubikmeter 41 ccm Kalkspat), aber die Abscheidung dieses Salzes begann schon, als das Wasser etwa die Hälfte des alten Volums hatte, also bei einem Gehalte von rot. 0,23 ‰. Mehrere Analysen geben einen beträchtlicheren Gehalt an Kalkkarbonat im Meerwasser als gelöst an. — Hinsichtlich der geologisch so wichtigen Kieselsäure weiss man fast gar nichts über die Lösungsform (wohl als Silikat) und die Bedingungen einer Abscheidung.

wesenheit und Menge mitvorkommender Salze und vom Drucke. Magnesiumkarbonat z. B. ist bei 6 Atmosphären Druck zu 0,0132 Teilen, bei 1 Atmosphäre Druck zu 0,00131 Teilen in Wasser löslich, es würde mithin in 60 m tiefem Wasser 10mal löslicher sein als an der Oberfläche. Vielleicht verhalten sich viele Salze ähnlich.

Immerhin geht aus unseren Zahlen wie aus der Erfahrung hervor, dass das oceanische Wasser auf alle löslichen Mineralien, die mit ihm in Berührung stehen, auflösend wirkt, wie man ja durch Beobachtung bestätigt sieht; dass aber die am wenigsten massenhaft gelöst vorhandenen Stoffe, wie namentlich Calciumkarbonat und Silikate, bezw. freie Kieselsäure im Meere ihrem Saturationsgrade viel näher stehen als alle andern Salze.

Zum Meere verhalten sich diese Substanzen nicht unähnlich dem Verhältnisse des Wasserdampfes zur Atmosphäre: es erfolgt Abscheidung, obwohl das Medium höchstens örtlich, nie allgemein, gesättigt ist. Wie die Luft an dem ausgeschiedenen tropfbaren Wasser zehrt und dasselbe zum Teil wieder als Wasserdampf aufnimmt, so verringert das umgebende Seewasser die abgeschiedenen Kalkteilchen. Manche Niederschläge gleichen dem Schnee, der nicht immer den Erdboden erreicht, dort dem Abschmelzen unterliegt; und dennoch sinken die abgeschiedenen Stoffe in vielen Gegenden auf den Meeresboden und häufen sich dort zusammen. So wird trotz massenweiser Zufuhr von Calciumkarbonat durch Einwirkung des Meeres auf Kalksteine und auf Organismenreste, trotz der Vermehrung durch die Flüsse [1]) und trotz der teilweisen, stets fortgehenden, Umwandlung von Calciumsulfatlösung in Calciumkarbonat [2]) dennoch der Zustand der Lösung des

[1]) Nach Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geologie, 2. Aufl., I. Bd., S. 281, enthält der Rhein bei Emmrich durchschnittlich in 10 000 000 T. Wasser 946 T. Kalkkarbonat: ausreichendes Material zur Bildung der Doppelschalen von 332 539 Millionen Austern mittlerer Grösse in jedem Jahre.

[2]) Diese Umwandlung erfolgt zum Teil durch das Tierleben: der Schwefel des Sulfates tritt in die Eiweissstoffe, der Kalk als Karbonat in die Hartteile. Zum Teile scheint aber die Umwandlung durch Zersetzung tierischer und pflanzlicher Leichen bedingt: das Sulfat wird zu Schwefelcalcium reducirt und während der Schwefel des letzteren zur Bildung von Eisenkies und anderen Sulfiden verwendet wird, bemächtigt sich die Kohlensäure, welche auf Kosten der organischen Substanz entsteht, des Calciums (Sulfidkonkretionen um Petrefakten).

letzteren Salzes als ein im allgemeinen sehr wenig saturierter bleibend erhalten.

Durch die genaueren Gesteinsbeobachtungen hat sich zwar ergeben, dass der alte Satz: „Nulla calx nisi ex vivo“ sehr übertrieben war. Gleichwohl sind in so zahlreichen Kalksteinen nachweisbar organogene Kalkteile herrschend, dass wir mit Betrachtung dieser beginnen.

Es ist in vielen Fällen schwer zu entscheiden, ob das organisch abgeschiedene Calciumkarbonat Calcit oder Aragonit ist, dennoch hat man durch sorgfältige Beobachtung von Härte, specifischem Gewicht, Einwirkung der Hitze, der Lösungsmittel (zum Teil Aetzungsfiguren studierend) und hier und da durch Wahrnehmung optischer Charaktere herausgefunden, dass unter den wichtigsten kalkabsondernden Wesen folgende Verhältnisse [1]) bestehen:

Lithothamnien und andere Algen bilden vorwiegend Kalkspat.	
Foraminiferen bilden vorwiegend Kalkspat,	zum Teil auch Aragonit und ? Apatit.
Anthozoen bilden zum Theil Kalkspat,	vielfach aber Aragonit. — Apatit scheint sehr verbreitet, und vielleicht bewirkt sein Vorkommen die bedeutende Härte und das hohe specifische Gewicht vieler Korallen.
Alcyonarien bilden vorwiegend Kalkspat	mit etwas Aragonit u. Apatit.
Hydroidpolypen bilden	vorwiegend Aragonit.
Echinodermen bilden fast ausschliesslich Kalkspat.	
Anneliden bilden wahrscheinlich nur Kalkspat mit eingeschlossenen fremden Trümmern.	
Crustaceen bilden vorwiegend Kalkspat, der aussen öfters durch Apatitlagen gehärtet ist.	
Bryozoen bilden fast gleichmässig Kalkspat und	Aragonit gemengt.
Brachiopoden bilden vorwiegend Kalkspat.	

[1]) Gümbel, Zeitschr. D. G. G. Bd. 36 S. 386, erhebt Einwände gegen die sichere Unterscheidbarkeit von Kalkspat und Aragonit in tierischen Hartteilen.

Conchiferen: Ostreiden und Pectines bestehen nur aus Kalkspat; Spondylus, Pinna, Mytilus etc. haben aussen eine Kalkspatrinde über	einer inneren Aragonitschale; die meisten Conchiferen bilden nur Aragonit.
Gasteropoden: Patella, Fusus, Litorina, Purpura haben eine äussere Kalkspatlage über	ihrer inneren Aragonitschale; die überwiegende Menge bildet nur Aragonit.
Cephalopoden: wahrscheinlich waren die Scheiden der Belemniten von Anfang an Kalkspat, andere Schalenteile derselben aber nicht;	die lebenden Formen scheiden sowohl in der äusseren Schale als in den Schulpen nur Aragonit aus, vielleicht mit etwas Apatit.

Obgleich G. Rose festgestellt hat, dass Säuren und Ammoniaksalze den Kalkspat leichter zersetzen als den Aragonit, erscheint der Auflösung ohne Zersetzung der Aragonit viel mehr unterworfen als der Kalkspat, letzterer dürfte also die Dauerform des Karbonates sein, wie der rhombische Schwefel die Dauerform des Schwefels ist. Aller Aragonit scheint den paläozoischen und archäischen Kalksteinen zu fehlen, sogar in den mesozoischen und alttertiären sehr selten zu sein; gegenüber seltenen Fällen natürlicher Paramorphosen von Aragonit nach Calcit ist die Umwandlung von Aragonit in Kalkspat häufig [1]).

Dem entspricht der Umstand, dass selbst in recenten Ablagerungen oft diejenigen Organismen, welche nach obiger Zusammenstellung meist Aragonit ausscheiden, nur Abdrücke, bezw. Steinkerne, hinterlassen, während kalkspataussondernde Wesen (z. B. Echinodermen, Brachiopoden, Pectines, Austern etc.) wohlerhaltene Ueberreste liefern. Von grosser geologischer Bedeutung ist dabei der Umstand, dass der Aragonit ein specifisches Gewicht über 2,9, der Kalkspat eines von 2,72 $\pm$ hat. Im allgemeinen ist also 1 cbm Aragonit gleich 1,0661 cbm Kalkspat, d. h. ein Aragonitwürfel von 2,055 m Seitenlänge

---

1) Roth, Chem. Geologie I, S. 108 f.

einem Kalkspatwürfel von 2,201 m entsprechend. Durch Umwandlung von Aragonit in Kalkspat wird bei porösen Sedimenten ein Teil der Poren erfüllt und der Absatz bietet durch die Volumausdehnung dem Wasser, welches auflösend wirken möchte, weniger zahlreiche Wege in sein Inneres dar, also wird die Angriffsfläche oft verkleinert, obgleich man das Gegenteil erwarten möchte und ohne die Porosität auch finden würde.

Die Ablagerung organogener Kalkabsätze im Meere geschieht vorwiegend in den Formen von Schichten, von Bänken und von Riffen. Schichtbildend sind hauptsächlich die Foraminiferen, welche in ungeheuren Mengen[1]) an der Oberfläche des Wassers oder in deren Nähe leben und deren Kalkschalen auf weite Strecken des Meeresbodens förmlich herniederschneien, wie man durch die grosse Verbreitung des Globigerinenschlammes in den heutigen Meeren weiss. Solche Schichtbildung erfolgt vorzüglich in Wasser von 1000—2000 m Tiefe, in grösseren Meerestiefen scheinen die Schalen wieder der Auflösung durch die kohlensäurereichen Tiefengewässer zu erliegen.

In Bankform häufen sich namentlich Crinoiden, Tiefseekorallen, Muscheln und manche Schnecken, auch wohl Röhrenwürmer. Die Bänke bilden sich teils in seichtem, teils in tiefem Wasser, manche bankbildende Organismen verwachsen bei Lebzeiten miteinander, z. B. die Austern etc. — andere werden erst nach ihrem Absterben durch Wellen zusammengehäuft, wie das besonders mit den Schnecken und manchen freilebenden Muscheln geschieht.

Unter Riffen verstehen wir jene Anhäufungen von Organismen, welche mehr oder minder stockförmig sich gestalten, erhebliche Mächtigkeit bei minder auffallender

---

[1]) Bei der Challengerexpedition wurde wiederholt ein Netz mit ringförmiger Oeffnung von 0,159 m Durchmesser möglichst genau ½ „mile", also rund 800 m weit, durch die Oberflächengewässer des Oceans gezogen, um ungefähr die Menge organogen abgeschiedenen Calciumkarbonates in denselben zu bestimmen. Man sammelte also bei jedem derartigen Netzzuge die Organismen aus 63⅓ cbm Wasser. Im Mittel von 4 sorgfältigen Versuchen fand man 2,545 g, also im Kubikmeter Wasser 0,04 g von organischen Stoffen befreiten kohlensauren Kalk. Murray, Proc. Roy. soc. Edinburgh X. 1879/80, S. 508.

Flächenausdehnung gewinnen und welche nicht selten in Verbindung mit äolischen Bildungen, mit mechanischen Meeressedimenten etc. zu Brandung erzeugenden Untiefen oder zu Inseln heranwachsen. Riffbildner sind unter den Algen die Lithothamnien und Melobesien etc., welche man als Nulliporen zusammenzufassen pflegt, sowie einige Siphoneen, ferner unter den Tieren die gesellig wachsenden, teils klumpenförmigen, teils verzweigten Hydroidpolypen aus der Gruppe der Milleporen, die Alcyonarien aus der Sippe der Helioporen und viele Anthozoen, besonders Asträinen, Fungien, Poritiden etc., welche alle als Riffkorallen zusammengefasst zu werden pflegen; endlich kommen noch manche Bryozoen in Betracht. Selten sind und verhältnismässig klein die Riffe, an deren Bildung nur Nulliporen oder nur Bryozoen Anteil haben; oft sind diese beiderlei Riffbildner aber am Aufbau von Korallenriffen mitbeteiligt und namentlich treten sie am Rande von solchen auf.

Uebrigens wimmeln die Riffe von lebenden Wesen aller Art und viele von diesen, besonders Foraminiferen, Echinodermen, Muscheln etc. beteiligen sich an der Felsbildung.

Wie die Untersuchungen von Chamisso, von Ehrenberg, von Dana und besonders von Darwin gezeigt haben, bedürfen die hauptsächlichsten Riffbildner unter den Korallen, Alcyonarien und die Milleporen ein starkbewegtes, schlammfreies, 30—25 ° C. [1]) warmes, höchstens 36—40 m tiefes Wasser. Unter den heutigen Verhältnissen des Erdballes finden wir also die Korallenriffe besonders im Stillen Ocean, auch in ausgedehnten Gebieten des Indischen und an den Küsten und Inseln des Roten Meeres. Im Atlanticus zeigen sich grössere Riffe nur in Westindien, auf den Bahamas und Bermudas.

Gering nur ist die Grösse der Einzeltiere der Riffkorallen, welche das kalkige Sklerenchym als innere Verknöcherung, also als eine Art Skelett ausscheiden. Indes

---

1) Nur wenige Riffkorallen ertragen 16—20 ° C.

sind alle Riffbildner kolonienweise zusammenlebende Tiere, deren Sklerenchymmasse verwächst und Korallenstöcke bildet. Abgestorbene Teile des Stockes dienen nachwachsenden Polypengenerationen zum Ansatzpunkte; oft wird, während das Individuum lebt, ein unterer oder innerer Teil des Sklerenchyms von der Zell- und Gewebemasse verlassen [1]). Der Durchmesser einzelner Stöcke steigt zuweilen auf 8—10 m. Verschiedene Korallenarten wachsen verschieden rasch, überdies ist innerhalb der Riffe das Wachstum gleichartiger Stöcke von der Nahrungszufuhr und von dergleichen zufälligen Verhältnissen abhängig. Daher verändern sich binnen 60—100 Jahren manche Stellen von Riffen sehr wenig, während in anderen Fällen erhebliches Wachsen von Korallenstöcken schon innerhalb weniger Monate sich bemerkbar gemacht hat. Der Schoonerkanal in der Lagune von Keeling-Atoll soll in weniger als 10 Jahren (1825—1836) durch Korallen verstopft worden sein.

Nach Form und Lage unterscheidet man 1) Saum- oder Strandriffe; 2) Damm-, Kanal-, Wall- oder Barriereriffe und 3) Atolle oder Laguneninseln.

Saumriffe schliessen sich eng an Küstenränder, umgeben untergetauchte oder niedergewaschene Felsmassen, sind auch wohl in seichten Meeren nahe den Küsten unregelmässig verstreut. (Rotes Meer.)

Dammriffe sind Kalksteinwälle, die von den Küsten durch einen breiteren Streifen Wasser: einen Kanal, getrennt sind; im Nordosten Australiens und bei Neukaledonien sind die grössten bekannten Wälle dieser Art.

Am auffallendsten sind die Atolle: Ringe von Korallengestein, die oft viele Stunden [2]) im Durchmesser haben und hier und da in einer niedrigen grünenden Insel mit blendend weissem Strande den Meeresspiegel überragen. Aussen tobt die schäumende Brandung des offenen Oceans, im Inneren des Ringes liegt eine weite

---

[1]) Polypen von nur 4—6 mm Länge leben oft am Ende von Zweigen, welche 40—80 cm lang und in ihren zurückliegenden Teilen ganz abgestorben sind.

[2]) In der Maledivengruppe, auch in der Marshallgruppe (Mentschikoff-Atoll), in den „Niedrigen Inseln" (Vliegen-Atoll) erreichen die Atolle bis über 100 km Länge und bis nahezu 40 km Breite.

Fläche ruhigen Wassers, welches meist hell, blassgrün erscheint.

In den Riffen sieht man eigentliche feste Korallenkalksteine, die sehr oft erheblichste Auslaugungserscheinungen, besonders grosse und zahlreiche Höhlen zeigen, begleitet von groben Korallentrümmergesteinen und von Kalksand, der zum Teil in oolithisches Material übergeht. Einen grossen Teil dieses Kalksandes erzeugt die Brandung, aber auch die korallenfressenden Fische (z. B. Scarusarten) und Holothurien tragen zu seiner Bildung bei. Nicht selten türmt er sich über dem Riffe zu äolischen Dünenhügeln und Hügelreihen empor, die z. B. auf den Bermudas im Gibbs Hill an 75 m hoch werden. Nulliporenkalk bildet oft nach der offenen See zu eine Umwallung der bei niedrigem Wasserstande unbedeckten [1]) Teile des Riffes. Hier und da entwickeln sich auf der Oberfläche der Inseln mehr oder minder rotgefärbte Erdkrumen, welche den bekannten Zersetzungsrückständen vieler Kalksteine (terra rossa, etc.) gleich sein dürften, auch mit dem roten Tiefseeschlamme vergleichbar sind.

Der Korallenfels der gehobenen Insel Matea [2]), welcher 38,07 % Magnesiumkarbonat enthält, aber (vielleicht wegen Porosität) nur ein specifisches Gewicht von 2,69 haben soll, zeigt, dass unter Umständen — nach Danas Ansicht etwa unter der an Mutterlaugensalzen reicheren Lagune eines Atolls — Dolomit entsteht.

Kreideähnlich ist der Kalkstaub im Inneren des Bermuda-Atolls und vom gehobenen Riffe von Oahu [3]) bei Honolulu beschreibt Dana Kreide. Wie oft den Gesteinen der Riffe scheinbar jede Spur organischer Struktur fehlt, ist wiederholt, namentlich vom letztgenannten Forscher, betont worden.

---

1) Die Tiere der Riffkorallen sterben angeblich, sobald sie auch nur kurze Zeit ausser Wasser sind oder gar der Sonne ausgesetzt werden. Daher ist der Stand der tiefsten Ebbe die obere Grenze der Riffkorallen. Andere Polypen vertragen es, eine Zeitlang ausser Wasser zu leben. Viele Aktinien leben in nur zeitweise mit Seewasser gefüllten beckenförmigen Vertiefungen von Strandfelsen. Die Tiere eines Stockes von Dendrophyllia ramea, welcher von Fischern nach der 650 m hoch gelegenen Stadt Valverde auf Hierro dem Verf. gebracht worden war, bewegten sich noch mehrere Stunden, nachdem der Stock aus der See genommen war, sehr lebhaft.

2) Dana, Corals & Coral Islands S. 357.

3) Ebenda S. 358.

Ueber die Mächtigkeit, welche Korallenriffbildungen der recenten Zeit erreichen, bestehen noch keine Beobachtungen, welche durch zweckmässig angestellte Bohrungen gewonnen sein könnten. Die Meinungen darüber gehen sehr weit auseinander. Darwin, dem sich auch Dana in der Hauptsache angeschlossen hat, nimmt eine sehr grosse Mächtigkeit der jetzigen Korallenbildungen an, welche 600 m, ja bis 1000 m soll erreichen können. Diese Annahme begründen beide Forscher 1) durch den Umstand, dass Zweige riffbildender, baumförmig verästelter Polyparien aus grosser Tiefe neben Riffen aufgefischt worden sind, 2) durch die gleichmässig steile Böschung der Aussenhänge mancher Riffe, 3) durch das Vorhandensein sehr tiefer Meereskanäle zwischen manchen Dammriffen und benachbarten älteren Inseln. Die angenommene grosse Mächtigkeit der Riffe führt in Verbindung mit vielen Erscheinungen naturgemäss zur „Darwinschen Theorie der Korallenriffe". Hiernach wären Saumriffe, Dammriffe und Atolle nur verschiedene Stadien fortschreitender gleichzeitiger Riffbildung und gleichmässig andauernder Senkung. Inseln und Kontinente der warmen Meere werden mit Riffen umgeben; beim Eintritt einer Senkung wachsen die äusseren Teile der Riffe wegen besserer Nahrungszufuhr empor und es bildet sich ein Kanal zwischen dem Riffkranze und dem Lande; bei fortgeschrittener Senkung verschwinden die Kerninseln und es bleiben nur die äusseren Teile des Riffes als Atoll übrig; an die Stelle des Inselkernes tritt die Lagune.

Die äusserst geringe Verbreitung alluvialer Massen auf manchen von Dammriffen umsäumten Kerninseln wird als Beleg für die supponierte Senkung aufgeführt. Auf Grund seiner Theorie zeichnete Darwin eine Karte, welche im Indischen und im Pacifischen Ocean Gürtel grösserer und geringerer Senkung, bezw. Hebungsareale in einer Verteilung zeigt, die so glaubhaft erschien, dass auch die geographische Verteilung der dreierlei Riffe als Beleg für diese Anschauung aufgeführt wurde.

Dennoch sprechen recht viele Beobachtungen gegen jene Theorie, deren wesentlichste Stütze die Hypothese

von der grossen Mächtigkeit der Korallenbildungen ist. Reins Beobachtungen auf den Bermudas, Sempers Studien auf den Philippinen und deren Nebeninseln, Murrays Wahrnehmungen bei der Challengerfahrt und andere neuere Forschungen widerstreiten dieser Auffassung. Es sind eine Menge von Ablagerungen älterer Zeiträume der Erdgeschichte bekannt, die für nichts [1]) anderes als für Korallenriffe der Vergangenheit gelten können: keine davon übersteigt, wenige erreichen 100 m Mächtigkeit, obwohl mehrere bei andauernder Senkung entstanden zu sein scheinen z. B. die untercretaceischen Riffe nördlich vom Balkan, die turonen Riffe des Salzkammergutes und der Provence.

Wir finden von den heutigen Atollen mehrere, die, einer Reihe von Erscheinungen nach, Hebungsarealen, nicht Senkungsfeldern, angehören.

In mehreren Distrikten liegen Atolle so nahe an Wall- und Saumriffen, dass verschiedene Entstehungsbedingungen ebensowenig denkbar sind, als verschiedenzeitiger Anfang der Riffbildung für die einzelnen Teile dieser Regionen: so fand Semper auf den Palau- oder Pelewinseln im Nordteile der Gruppen drei Atolle und mehrere buchtenreiche, von Dammriffen umwallte Eilande; die südlichen Inseln, 130—170 m hoch, bestehen aus Korallengestein, sind aber doch mit Riffen dicht umsäumt.

Weiterhin ist in heutiger Zeit, seit der Meeresboden besser als früher bekannt ist, das Auftreten von submarinen Bergen und Gebirgen keine wunderbare Erscheinung, die besonderer Erklärung bedürfte. Die Gipfel solcher Berge mögen die Unterlage vieler Korallenbauten auch in Hebungsregionen sein. Die räumliche Anordnung der hauptsächlichsten Riffe deutet ja bestimmt auf deren Beziehung zu den Faltungen der Erdrinde. Ein Emporwachsen des Meeresgrundes durch massenhafte Sedimentbildung, besonders durch Bänke von Tiefseeorganismen, gleich dem Pourtalesplateau unfern von Florida, kann den Riffkorallen

---

[1]) Die Südtiroler Dolomite bleiben hier ausser Betracht, denn von diesen ist es trotz F. v. Richthofen und E. v. Mojsisovics nicht zweifellos, ob sie durch Riffkorallen aufgebaut sind. — Jüngst sollen alpine, 700 m starke Devonriffe erkannt sein.

den Ansiedelungspunkt in manchen Fällen gewährt haben. Die Wasserbewegung und die Nahrungszufuhr sind die Veranlassungen zur Atollbildung. Mag der Meeresboden steigen, seine Lage zum Wasserspiegel bewahren oder sinken, immer wird der Aussenseite der Tierkolonie viel mehr Nahrung zugeführt als dem Innenraume. In letzterem bleibt also das Wachstum des Riffes zurück, daher bildet sich hier eine Vertiefung, ein Becken. Durch die Gezeiten, oft auch durch den Wind finden grosse Wassermassen hier Eingang, bei deren Abströmen die schwächsten Stellen der Umwallung beschädigt werden. Solche schwächste Stellen werden zuweilen zufällig hervorgerufen durch Einsturz von Höhlen der Riffkalke, meist aber befinden sie sich an der Windschattenseite, von wo den Riffbildnern von Anfang an weniger Nahrung zugeführt wurde, als von der Richtung des herrschenden Windes her: Leewärts zeigen sich also gewöhnlich die schiffbaren Kanäle, welche durch das Atoll in die Lagune führen.

Solange nicht durch Bohrungen auf Koralleninseln Erfahrungen über die Mächtigkeit recenter Riffe und über die Beschaffenheit des Untergrundes einiger derselben gewonnen werden, muss man die aus der Verteilung der Riffe hergeleiteten Schlüsse auf grosse Hebungen und Senkungen im Indischen und Stillen Meere, alle auf die Langsamkeit des Riffwachstums gegründeten Berechnungen geologischer Zeiträume, und alle auf die Riffe der Gegenwart bezogenen Belege für das hohe geologische Alter der hauptsächlichsten grossen Meeresbecken von der Hand weisen.

Viel geringer als die organogene Ausscheidung von Kalk aus dem Meere ist die Krystallisation von Calciumkarbonat aus dem frei bewegten Seewasser. Dieser Vorgang kann natürlich nur stattfinden, wo das Seewasser mit jenem Stoffe erst nahezu gesättigt ist, dann rasch übersättigt wird, ohne dass genügend schnelle Diffusion stattfinden kann. Abgeschlossene oder nahezu abgeschlossene Buchten, in welchen besonders starke Verdunstung oder ungewöhnlich heftige Brandung vorkommt, sind hauptsächliche Stätten solcher Krystallisation und

diese erfolgt insbesondere da, wo feinstes Zerreibsel von Muschelschalen, von Korallensklerenchym, von Kalksteinfelsen das brandende Seewasser beständig trübt. Immer wird dann ein Teil jenes Kalkstaubes aufgelöst und es ist bei dem steten Wechsel der Verhältnisse sehr begreiflich, dass der Austausch atmosphärischer Luft gegen halbgebundene Kohlensäure, welcher sich durch den weissen Brandungsschaum anzeigt; dass auch der Einfluss der trockenen Luft eines verdunstungskräftigen Windes, oder der einer glühenden Mittagssonne an eben der Stelle eine Auskrystallisierung von Kalkspat bedingt, wo nachts, bei feuchter ruhiger Luft und stiller See kleine organogene Aragonitstäubchen sich massenhaft auflösen. — Zuweilen kommt es unter solchen Verhältnissen zur Rogensteinbildung, wobei Kalkspat-Krystalliten und -Mikrolithen bald für sich, bald um ein eben ausgeschiedenes Kalkspatteilchen, bald um einen fremden Kern anschiessen. Solche Oolithbildung beobachtete L. v. Buch 1815 am Isthmus von Guanarteme auf Canaria, wo dieser Vorgang noch fortdauert, den man seither an einer Anzahl anderer Stellen wahrgenommen hat. Die „Coccolithen“ sind wohl nur kleinste Oolithkörner oder Kalkspatkrystalliten.

An anderen Stellen erfolgt dieselbe Krystallisation in den vom Meerwasser durchdrungenen porösen Korallenmassen, oder zwischen den Sandkörnern, besonders denen von Kalksand; auch wohl zwischen grösseren Geröll- und Küstenschotterstücken. Seltener überrinden sich die Felsen der Küste oder des Meeresgrundes mit mehr oder minder dicken und mächtigen Lagen oder Platten von derbem, dichtem bis marmorartig krystallinischem Kalkstein.

Viele Arten solcher Bildung recenter fester Meereskalke beobachtet man leicht an den Küsten von Nordwestafrika und von den Canarischen Inseln; oft sieht man dort die von den Ankern der Schiffe aus nicht unbeträchtlicher Tiefe losgerissenen Kalksteinstücken und an vielen Stellen jüngste Meereskalke, die durch Hebung sichtbar geworden sind.

Aus dem freien Wasser des Meeresbodens scheint fort-

dauernd Quarz, sowie verschiedene Silikate, insbesondere grüne Hornblende, lichter Glimmer, Feldspat(?) etc. zur Auskrystallisation zu gelangen, obgleich die Menge der so gebildeten Krystalle, die sich den anderen Bestandteilen der Niederschläge beimengen, in der Gegenwart gering bleiben mag. Man findet nämlich nur vereinzelte Kryställchen derart in Meeresgrundproben [1]), in welchen Mineralsplitter und gerundete Körnchen nebst zerfressen aussehenden, nicht selten durch Eisenverbindungen gefärbten Blättchen von wahrscheinlich kaolinitartiger Zusammensetzung viel massenweiser vorhanden sind. Kann es auch nicht mit absoluter Sicherheit behauptet werden, dass die mikroskopischen Quarze, Hornblenden, Glimmer etc. nur aus dem Meerwasser ableitbar sind, so spricht doch eine bedeutende Wahrscheinlichkeit dafür. Dass einzelne Kryställchen solcher Art sich erhalten haben sollten, während alle anderen Mineralteilchen zersplitterten, sich zerrieben oder chemisch angegriffen wurden, ist kaum anzunehmen. Noch weniger glaubhaft ist es aber, dass die genannten Kryställchen vulkanischen Ursprunges seien: in vulkanischen Gesteinen bildet Quarz in der Regel nicht mikroskopische, sondern grössere Krystalle; Hornblende erscheint darin meist als sogenannte basaltische; muscowitartige Glimmer gehören in den vulkanischen Gesteinen zu den höchsten Seltenheiten.

Der grösste Teil des Siliciumbioxydes, das sich in neueren Meeresablagerungen vorfindet, ist organogener Opal. In dieser Form scheiden Spongien, Radiolarien und Diatomeen viel Kiesel ab. Die Schwämme kommen, wie es scheint, vorwiegend in Begleitung grosser Mengen von Kalkbildnern vor, sie erzeugen also meistens Kieselkalke oder kieselig mergelige Absätze. Bankbildend, vielleicht sogar riffbildend, scheinen mehr in geologischer Vorzeit als in der Gegenwart diese Spongien aufgetreten zu sein.

Radiolarien sind in der Jetztzeit besonders im west-

---

[1]) Verf. überzeugte sich von der Neubildung des Quarzes, der Hornblende etc. durch Untersuchung einiger bei der Challengerfahrt gesammelter Proben, welche er durch Mr. Damons gütige Vermittelung von Sir Wyville Thomson erhielt.

lichen und mittleren Teile des Stillen Meeres schichtbildend. Sie erzeugen übrigens wahrscheinlich jetzt wie in der Vorzeit nur selten ebenso mächtige Schichten, wie auf Barbados (Antillen), auf Kar Nikobar etc.

Auch die Diatomeen, die vorzüglich im Südteile des Indischen Oceans felsbildend gefunden werden, bilden wohl nur ausnahmsweise Schichten von grosser Mächtigkeit. — Wahrscheinlich sind Radiolarienschlamm und Diatomeenschlick Gebilde, deren Eigenartigkeit zum grossen Teile darauf zurückzuführen ist, dass die Foraminiferenschalen, Pteropodengehäuse etc. an jenen Stellen aufgelöst werden, ehe sie den Meeresboden erreichen oder nachdem sie eben denselben berührt haben.

Es muss übrigens an dieser Stelle besonders hervorgehoben werden, dass der Meeresboden weder an den Küsten noch im Inneren der grossen Seebecken und in den Tiefen überall sich mit neuen Absätzen bedeckt. Auch in dieser Hinsicht ist der Vergleich mit der winterlichen Schneedecke unserer Gegenden naheliegend. Vielfach bildet älteres mehr oder minder der Auflösung unterliegendes, oft auch durch Berührung mit dem Wasser erweichtes und zuweilen in Schlammzustand übergehendes Gestein sowohl an den Küsten als in den Tiefen den Grund. Wo immer man die Reste fossiler Tiere der Vergangenheit mit dem Schleppnetze emporhebt, hat man es mit anstehendem älterem Fels zu thun oder mit dessen Zersetzungsrückstand; oft ist dadurch eine Massenverschiebung angezeigt. Das gilt ebenso von den roten (oft und meist fälschlich als Thone bezeichneten) Schlämmen der grossen Tiefen, welche Zähne[1]) ausgestorbener Haifische, Ohrknochen etc. pliocäner und miocäner Wale etc. enthalten, als von den Lehmen der Doggerbank in der Nordsee, welche diluviale Elefantenreste und andere Landsäugetierknochen darbieten. Ohne Recht hat man jene aus der Tiefsee emporgeholten Fossilien im ersteren Falle für Belege zu Gunsten der Theorie von der Beständigkeit der grossen Meeresbecken angegeben;

---

1) Wyville Thomson: The Atlantic Vol. II 351 u. 376. — Report on the scientific results of the voyage of H. M. S. Challenger. Zoology Vol. I (Turner report on the Cetacea S. 42).

sie sind im Gegenteil Zeugnisse dafür, dass in jüngster Vergangenheit dort erhebliche Veränderungen vor sich gegangen sind, ebenso wie die Auffindung von Fossilien im Binnenlande eine stattfindende oder der jüngsten Vergangenheit angehörige Entblössung bekundet. Für die Veränderlichkeit der Verhältnisse des Meeresbodens spricht also das Auftreten solcher Versteinerungen völlig übereinstimmend mit der Erfahrung, dass an vielen Stellen die Grundproben, welche durch hohle sogenannte „Hydralote“ von 1 m Länge emporgeholt werden, nicht homogen sind, sondern aus mehreren Schichten [1]) von verschiedener Farbe und ungleicher Beschaffenheit bestehen. Dasselbe zeigt sich bei manchen Tiefseegebilden der geologischen Vorzeit, z. B. bei gewissen „Brachiopoden- oder Crinoidenschichten“ von geringer Mächtigkeit, welche mit anderen Tiefseebildungen wechsellagern.

Die Annahme, dass man nach den anorganischen Bestandteilen Tiefseegebilde von den Absätzen seichteren Wassers unterscheiden könne: dass es besondere Arten von Tiefseethon etc. gebe, hat sich als irrig herausgestellt. In den Tiefen bilden sich die mannigfaltigsten Absätze. Unterscheidend von anderen Sedimenten sind nur organische Einschlüsse, wenn solche vorhanden sind. — Ebenso werden Süsswassergebilde nur durch die völlige Abwesenheit von organischen Meerbewohnerresten unterscheidbar von Meeresabsätzen; wo aber typische Meeresorganismen in einer Ablagerung vorhanden sind, kennzeichnen sie diese als Meeresgebilde. Vom Lande her werden tausende von Organismen und Organismenteilen nach dem Meere geschwemmt, geweht und gestossen; viele Bewohner seichterer Meeresstellen in die grossen Tiefen geführt. Ungleich seltener erfolgt eine Verschleppung in umgekehrter Richtung. Daher hat e i n Tiefseewesen entscheidendere Bedeutung als alle anderen, es begleitenden Fossilien: e i n e typisch marine Versteinerung mehr Belang als viele Süsswassermuscheln, die damit vorkommen. — Am Strande von Dar el beida

---

1) Studer, Verhandlungen d. II. deutschen Geographentages 1882, S. 11, 12 d. Sep.-Abz.

(Casa blanca) münden in den Atlanticus kleine Wasseradern, welche jedes Kind überschreiten kann, ohne sich zu benetzen. Der Meeressand dort ist aber so erfüllt von Schalen der Melanopsis praemorsa L. und M. Maroccana Chemn., von denen es in jenen Bächlein wimmelt, dass ein Beobachter, welcher nach späterer Bedeckung des Absatzes mit anderen Sedimenten einzelne Aufschlusspunkte untersuchte, den Sand für eine Süsswasserablagerung — höchstens für Brackwassergebilde — zu halten versucht sein würde.

In seichterem Meerwasser leben eine Menge lichtbedürftiger Wesen, welche bezüglich der Wasserwärme und der vom bewegten Fluidum ihnen zugeführten Nahrung etwas wählerisch sind, auch gerüstet sein müssen, solche Bewegung zu ertragen. In der Tiefe lebt eine andere Welt, welche die niedrige Temperatur, den starken Druck, den Kohlensäurereichtum des Wassers ertragen, aus der schwach bewegten Flüssigkeit doch Nahrung genug empfangen und den Lichtmangel erdulden kann. Diese Wesen haben aber eine grössere räumliche und zeitliche Verbreitung als die Seichtwasserbewohner. Manche davon sind Kosmopoliten, viele der jetzigen Tiefseeformen sind als Tertiärfossilien bekannt.

Anhang zu den neptunischen Sedimenten.

Während alle bisher von uns betrachteten Gesteinsbildungen den Einfluss bewegten Wassers oder wehenden Windes voraussetzen, kommen Ablagerungen vor, welche ausschliesslich oder fast ausschliesslich der Schwerkraft von festen Massen ihre Verbreitung verdanken. Dahin gehören zunächst die von Bergstürzen und Bergschlipfen herrührenden Trümmermassen, die in einigen Teilen der Schweiz und einigen angrenzenden Landschaften Falletschen heissen, häufig wall- oder dammartig angeordnet sind und bisweilen in Thälern Stauungen, ja Seebildungen hervorrufen.

Felssturztrümmer, welche sich auf Gletschern aufhäufen, mit dem Eise fortwandern und zum Teil, nach-

dem sie unter den. Gletscher geraten waren, den Grund vereister Thäler zu glätten beitragen, sind die Hauptbildner der Gandecken oder Moränen. Auf dem Eise fortwandernde Trümmerwälle sind die Seiten- und Mittelmoränen oder Guferlinien. Vor dem Ende eines Gletschers sammelt sich, wenn keine vollständige Zerstörung durch die Schmelzwasser eintritt, in der Regel eine Endmoräne dort, wo längere Zeit hindurch der Eisstrom ohne starkes Vorrücken oder Abschmelzen verharrt. Solche Endmoränen gleichen nicht selten hufeisenförmigen Wällen, die ihre hohle Seite nach dem oberen Thale zuwenden. Dringt man unter den Gletscher ein, so findet man sehr oft vom Schmelzwasser zusammengeführte Kies- und Sandmassen, wo nicht der Felsboden als solcher zu Tage tritt. Mehrere Beobachter erwähnen auch einer von grösseren und kleineren Gesteinstrümmern erfüllten Lehmmasse, welche sie unter dem Eise wahrgenommen haben und von einigen Seiten wird eben diese Beschaffenheit als die normale der „Grundmoräne“ betrachtet.

Schmilzt ein Gletscher zusammen, so liefern die sogen. Schmutzbänder im Eise, die in diesem eingebackenen Sandkörner, und die Gesteinsstücken gleichfalls ein bald sandig-kiesiges, bald lehmig-konglomeratisches Gestein als „Rückstandsmoräne“. Die Menge und die Verteilung der Schmelzwasser, das Vor- und Zurücktreten der Gletscherenden, verknüpft mit mancherlei zufälligen wechselnden Ereignissen bedingen in Gegenden, welche ein Gletscher verlassen hat, und vor den Gletscherenden häufig die Entstehung von „Moränenlandschaften“ mit zahlreichen Höhen- oder Hügelrücken, teils verzweigten, teils geschlossenen und in letzterem Falle nicht selten von Weihern und Teichen eingenommenen Vertiefungen und scheinbar unregelmässigem Wechsel lockerer Bodenarten. — Gestreifte, geschrammte, mehr oder minder geglättete Steingeschiebe sind vorzugsweise den verschiedenen Arten von Moränen und solchen Ablagerungen der Binnengewässer und des Meeres eigen, welche von Moränen einen erheblichen Teil ihres Gesteinsmaterials entnehmen oder entnommen haben. Anscheinend geht bei verhältnismässig

kurzem Transport in fliessendem oder wogendem Wasser solche Glättung und Schrammung gewöhnlich verloren. Bis zu welchem Grade Gesteinsstücken, die mit Grundeis oder Packeis, Eisbergen etc. fortgeschoben werden, geschrammt werden und Untergrundfelsen glätten und ausfurchen, bleibt noch zu untersuchen.

Diagenesis neptunischer Sedimente.

Die Bildung eines Absatzes der Gewässer hört natürlich noch nicht mit dem Augenblick auf, in welchem die festen Körper desselben den Grund erreicht haben, auf welchem das Sediment sich niederschlägt; ein Abschnitt ist erst in dem Zeitpunkte gegeben, in welchem das neugebildete Gestein dem Einflusse desjenigen Wassers entzogen ist, dem es seinen Ursprung verdankt.

Die werdenden Sedimente sind zunächst durchtränkt mit dem Wasser ihres Entstehungsmediums. Die innerhalb der werdenden Felsart befindlichen Wasserteile können nur dann, wenn grössere Poren oder Hohlräume den Durchgang gewähren, mit dem offenen, frei bewegten Wasser rasch ihren chemischen Bestand durch Diffusion ausgleichen. Im anderen Falle machen sich zwar Druckänderungen und dergleichen leicht fühlbar; eine chemische Ausgleichung tritt aber nur langsam oder in sehr geringem Grade ein. Das zeigt sich an Brunnen, welche mehrere hundert, ja zuweilen mehrere tausend Meter vom Meeresstrande abliegen, und deren süsses Wasser seinen Stand mit den Gezeiten wechselt. Hier schwimmt unverkennbar das Brunnenwasser auf specifisch schwererem Salzwasser, es tritt aber trotz der zahlreichen kleinen und kleinsten Verbindungswege keine vollkommene Diffusion ein. Aehnlich ist es in vielen Flusskiesen und -Sanden: auf unreinem Grundwasser schwimmt das reinere Brunnenwasser; bei reichlichem Regen steigt, bei andauernder Trockenheit fällt der Wasserstand, ohne dass chemische Veränderungen des Wassers bemerkbar werden. Selbst wo Vermischungen solcher filtrierter Wässer eintreten,

findet nur unvollkommene Stoffausgleichung statt: — wir finden unfern der Küsten Brunnen, die bitteres, relativ aber an Kochsalz armes Wasser führen etc.

Diesen Erfahrungen entsprechend ist anzunehmen, dass Wasserabsätze, welche weder aus undurchlässigem Thon bestehen noch von einer undurchlässigen Masse bedeckt sind, von Wasser durchdrungen sind, welches bis zur Sättigung sich mit löslichen Stoffen anreichern muss. Die Höhlenbildungen in recenten Kalksteinen, z. B. in Korallenriffen, beweisen klar diese lösende Kraft des Seewassers, das auch an Silikatgesteinen eigentümliche Zerfressung erzeugt.

In den Zwischenräumen der lockeren Absätze werden wir zeitweise Anwesenheit gesättigter Lösungen von Calciumkarbonat, von Silikaten und von anderen schwerer löslichen Substanzen annehmen müssen. Wird nun Uebersättigung mit einem oder mehreren der vorhandenen Stoffe herbeigeführt, so muss dieser sich krystallinisch ausscheiden; er erstarrt dann in einem Teile der vorhandenen Lücken des festen Absatzes, vermehrt dessen Masse und verstopft dessen Poren, so dass bei fortschreitender Ausfüllung der letzteren die Gesteinsbildung ihre Vollendung findet, d. h. das Gestein dem Einflusse seines Bildungsmediums entzogen ist. Hierbei spielt u. a. die oben besprochene Umbildung von Aragonit zu Kalkspat eine Rolle.

Die Uebersättigung ist in manchen Fällen wohl von der Veränderung des Lösungsmittels abhängig, das immer neue Teile des festen Absatzes aufzulösen trachtet und in welchem meistens wegen der verschiedenen Stufen der Umwandlungen organischer Substanzen vielerlei Modifikationen eintreten dürften. Wahrscheinlich sind aber auch Veränderungen des Druckes von grossem Einfluss. Schon die regelmässige Folge der Gezeiten ändert stellenweise den Druck um mehr als eine Atmosphäre, aber auch die Winde, welche grosse Wassermassen nach bestimmten Stellen hin aufstauen, von anderen dieselben aber hinwegtreiben, die Verdunstung, ja selbst der Einfluss starker Regengüsse können sich geltend machen. Noch viel mehr wirksam müssen, soweit der Druck die Lösungskraft be-

stimmt, Hebungen und Senkungen sein, namentlich solche, die nicht allzu langsam und allmählich erfolgen.

Für diese Krystallisation, durch welche die Sedimente zum grösseren Teile fest werden, dürfen wir nach Gümbels[1]) Vorgang den Ausdruck „Diagenesis“ brauchen.

Wir erkennen die Wirksamkeit dieses Vorganges für die gegenwärtige Zeit hauptsächlich an den Kalksteinen, Sandsteinen und Konglomeraten. Es sind aber auch die meisten Dolomite, viele Flözeisensteine, die Quarzite sowie die harten mehr oder minder krystallinischen Schiefer als diagenetische Bildungen zu bezeichnen. Die Konkretionsbildung in den verschiedensten lockeren Sedimenten erscheint oft als eine Aeusserung der Diagenese,[2]) welche dabei nicht durch die gesamte Masse eines Niederschlages sondern mehr örtlich beschränkt gewirkt hat, zuweilen als der Beginn einer Diagenese, die nicht die ganzen Massen verfestigen konnte, weil der Absatz, in welchem sich Geoden bildeten, dem Einflusse des Bildungsmediums durch ein jüngeres undurchlässiges Sediment, oder auf andere Art entzogen wurde.

Bis jetzt ist kein Silikatabsatz des Meeres der Neuzeit bekannt, der auch nur in so hohem Grade wie die Thonschiefer älterer Zeiträume krystallinisch ist, geschweige denn in jenem höheren Masse, das wir an den Glimmerschiefern und an den Gneissen kennen.

Es ist aber, wie wir oben sahen, höchst wahrscheinlich, dass heutzutage aus Meerwasser Quarz und gewisse Silikate krystallisiren; um so wahrscheinlicher, dass gleiche und ähnliche Mineralien auch auf diagenetischem Wege in dazu geeigneten Sedimenten sich fort und fort bilden. Erfolgt eine derartige Bildung wirklich in geringerer Menge als in früheren Perioden der Erdgeschichte: haben wir im allgemeinen, wie es den Anschein hat, eine Zunahme kaolinitreicher mechanischer Meeresabsätze in den geologisch jüngeren Zeiträumen und eine entsprechende

---

[1]) Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges S. 838.

[2]) Selbst die Bildung von „Lösskindeln“ ist einer Art von Diagenesis zuzuschreiben, welche durch die eindringenden Regen- oder Flusswässer veranlasst wird. Manche als Konkretionen betrachtete Körper sind umgewandelte Gerölle, z. B. sind Phosphoritknollen oft veränderte Kalksteinstücke.

Abnahme der Menge und Verbreitung von krystallinischen Silikatabsätzen, so ist für einen solchen Gradunterschied nicht die Notwendigkeit vorhanden, andere als die heute wirksamen Kräfte anzurufen. Als diagenetisches Sediment unserer Oceane könnte unter günstigen Bedingungen heute noch Granit, Gneiss, Glimmerschiefer entstehen, wenn z. B. der primitive der Diagenese unterworfene Absatz aus so lose zusammengefügten Körnern von Silikaten bestände, dass eine Durchtränkung desselben mit Meerwasser in vollkommenerem Grade einträte, als bei thonigem Schlamme, der zu einem undurchlässigen Untergrunde wird. — Es ist sehr wohl denkbar, dass die auf der Erde vorhandene Menge Kaolinites im Laufe der geologischen Zeiten so sehr zugenommen hat, dass nun weniger reichliche Bildung jener Silikate stattfinden kann, die an der Zusammensetzung der krystallinischen Schiefer hauptsächlich beteiligt sind. Auch vom Quarz dürfte wohl die absolute Menge eine steigende sein, denn gegenüber einer Menge von Naturvorgängen, welche Quarz erzeugen, gibt es weniger zahlreiche, die denselben auflösen und umwandeln. Hat aber die Quarzmenge zugenommen, so muss in gleichem Masse die Menge löslicher Silikate verringert worden sein, was auch dazu beitragen mag, dass sich in der Gegenwart minder reichlich krystallinische Silikatgesteine erzeugen. Auch das organische Leben der Wasserbewohner und die Umwandlungen der organischen Stoffe mögen von Einfluss sein.

Vulkanische Gesteinsbildung.

Gesteine, welche sich in feuerflüssigem Zustande bewegt haben, heissen Laven oder vulkanische Felsarten. Sie tragen sämtlich Kennzeichen ihrer vormaligen Glutflüssigkeit und ihrer einstigen Massenbewegung: diese Merkmale sind teils innere oder petrographische, teils äussere oder stratographische.

Die ersteren sind durch den Mineralbestand und durch das Gefüge gegeben. Alle Laven sind Silikatgesteine, in welchen gewöhnlich Feldspäte, bisweilen statt derselben

oder neben denselben Felsitoide vorwalten. Ein oder mehrere Erebennite gesellen sich hinzu, begleitet oder teilweise ersetzt durch dunklen Glimmer, durch Granat, auch durch Olivin. Amorphe, kieselhaltige Substanzen (Glas) fehlen selten gänzlich, nehmen aber zuweilen eine herrschende Verbreitung an. Geringe Mengen von Apatit finden sich in allen Laven und ebenso treffen wir in einer jeden freie Oxyde: z. B. Quarz bez. Tridymit, Magneteisen, oder das etwas seltenere Roteisen, zuweilen Zirkon, Rutil, Anatas (häufig sind die Eisenoxyde titanhaltig, und dann fehlen meist Rutil und Anatas; auch kommen Titanit, Perowskit etc. als Verkörperungen des Titans vor); nur sehr selten nimmt man Aluminium in anderer als kieselsaurer Verbindung wahr, z. B. im Spinell und Korund.

Wasserstoffhaltige Substanzen sind ausser in der Form von Pechstein (wasserstoffhaltigem Glase) sehr selten in frischen Laven; Schwefel scheint nur in der eigentümlichen Verbindung als Hauyn oder Nosean häufiger zu sein. Kohlenstoffverbindungen [1]) sind als eigentliche Lavagemengteile unbekannt.

Als Umwandlungs- und Infiltrationsprodukte werden in vielen Laven, bisweilen verhältnismässig früh nach dem Ergusse, wasserstoffhaltige Silikate, manche kohlensaure und schwefelsaure Salze, auch Sulfide, z. B. Eisenkies, Oxyde (z. B. Opal, Quarz, sekundär gebildetes Magneteisenerz, Brauneisenerz etc.) wahrgenommen und nicht selten bestimmen solche Eindringlinge das Aussehen alter Laven und sind schwer von den ursprünglichen Gemengteilen scharf zu unterscheiden, daher ihrer hier gedacht werden mag.

Was das Gefüge betrifft, so ist die porphyrische Struktur die am häufigsten bei Laven hervortretende, daher typische; selten geht dieselbe durch Zurücktreten grösserer Einsprenglinge, oder durch Kleinerwerden aller Mineralteile, auch wohl durch Ueberwiegen von Gesteinsglas in die dichte bis glasige Struktur über; ebenso selten findet sich

---

[1]) Alkalische Karbonate treten in den Fumarolen auf und blühen zuweilen aus den Wänden von Lavahöhlen aus, so dass es nicht unwahrscheinlich ist, dass solche oft auch in der Lava enthalten sind, aber der direkten Beobachtung entgehen.

eine Lava ganz oder doch in grösseren Teilen ihrer Masse in makroskopisch wahrnehmbar körniger Ausbildung. — Immer zeigt die mikroskopische Untersuchung in den Laven Altersunterschiede der ursprünglichen Gemengteile und häufig sind Pausen oder Unterbrechungen der Bildung einzelner von diesen durch zonalen Bau erkennbar. Meistenteils verknüpfen sich in einer geotektonischen Einzelmasse vulkanischer Entstehung verschiedene nach Struktur, Mineralbestand und oft auch nach chemischer Zusammensetzung voneinander abweichende Partien. Zuweilen sind dieselben als „Schlieren" in einer gewissen Selbständigkeit entwickelt, zuweilen mehr auf kleinem und kleinstem Raume miteinander verflochten. Sehr häufig sind besonders im letzteren Falle die ineinander verwebten Massenteile durch die Bewegung beim Fliessen gezogen und gestreckt, so dass man die Richtung der Verschiebung erkennt und eine Anordnung in Platten oder dünne Blätter wahrnimmt (S. 155 und 156).

Diese Erscheinungen vereinigen sich oft mit bestimmter Lagerung oder Gruppierung grösserer und kleinerer bis kleinster, in der Masse schwebender Krystalle, mit einer nach bestimmter Richtung hin gestreckten Gestalt blasenähnlicher Hohlräume oder feinster Poren und mit ebensolcher Auseinanderzerrung etwa vorhandener Trümmer einzelner Krystalleinschlüsse, so dass die „Fluktuations- oder Fluidalstruktur" unter einem Namen die auf Massenverschiedenheiten und die auf der Verteilung von Einsprengungen und Hohlräumen beruhenden Erscheinungen begreift.

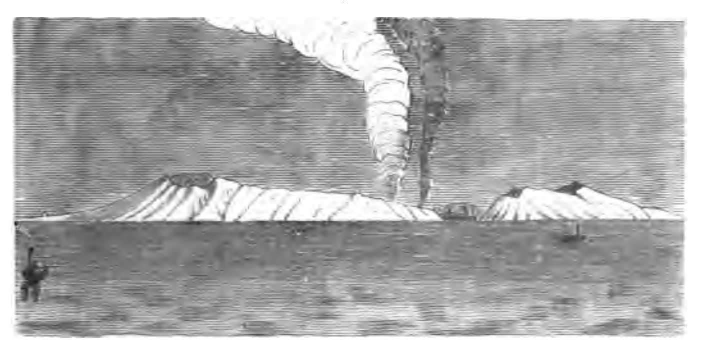
Vulkanische Felsarten zeigen sehr oft eine eigenartige Porosität einzelner Massenteile, besonders der ursprünglichen Rinden- oder Aussenpartien der geotektonischen Gesteinskörper und gewisser Streifen oder Stellen von deren Innerem; oft bedingen diese Poren in den frischen Laven ein blasiges, schaumiges oder schlackiges Aussehen, in alten die Mandelsteinbeschaffenheit. Säulenabsonderung ist nirgends häufiger als bei Laven, einige von diesen bilden auch infolge der Erkaltung Platten, welche sich gewöhnlich parallel zur Abkühlungsfläche legen, während

die Säulen und säulenähnlichen Schalen sich senkrecht zu derselben stellen.

Stratographische Kennzeichen der Lavennatur eines Gesteins sind durch das Vorwiegen der Strom- und Gangform sowie der Stockform der Einzelmassen, durch die niemals vollkommen gleichförmige Lagerung derselben mit benachbarten Gesteinskörpern, endlich durch die innige Verknüpfung oryktomerer und petromerer Felsarten von naher Verwandtschaft, d. h. durch das Zusammenvorkommen von Ergussmassen mit entsprechenden Tuffen gegeben.



Fig. 86.



Die Inselgruppe Santorin im April 1866 von Norden gesehen.
Rechts Insel Therasia.
Links über dem Kokkino Vuno der Eliasberg (Marmor und Phyllit) im Hintergrund.
In der Mitte die starke weissliche, stossweise aufwirbelnde Dampfsäule des Georgios und die beständig aufsteigende, durch Chloreisen braune, der Aphroessa.

Die Laven dringen aus dem Erdinnern mit einer Menge [1]) von dampf- und gasförmigen Substanzen hervor, welche gewöhnlich von einzelnen „Eruptionshauptpunkten“ in ungemein grossen Massen aufsteigen, aber auch von anderen Stellen ausgehen. Viele ausgeströmte Laven zeigen anfangs eine lebhafte Gas- und Dampfentwicklung von der gesamten Oberfläche aus, bei andern nimmt man

[1]) Beim Aetnaausbruch 1865 nach Fouqué täglich 22000 cbm Wasserdampf. Im ganzen berechnet sich für diese Eruption eine Lavamasse von 34 Millionen Kubikmeter und eine Wasserdampfmenge, welcher 2 Millionen Kubikmeter Wasser entsprechen (ca. 6%).

nach dem Ergusse nur noch von einzelnen Stellen: Fumarolen, aufsteigende Dämpfe wahr. Oertliche Verschiedenheiten der Dämpfe während der Dauer eines Ausbruches oder auch nur während einer Phase eines solchen sind oft erkennbar; dann weichen die Gase der verschiedenen Haupteruptionspunkte unter sich und von denen der einzelnen Fumarolen bald mehr, bald weniger ab.

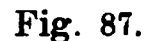


Fig. 87.



Einer der grössten Auswürflinge des Ausbruches von 1866 auf der fliessenden Lava des „Georgios", Santorin. Kopie nach Fouqué (Santorin tab. 23).

An Haupteruptionspunkten dringen die Dämpfe in der Regel stossweise hervor, zeigen eine sehr heftige Spannung, so dass sie Gesteinsblöcke von der Grösse eines Eisenbahnwaggons Hunderte von Metern hoch und weit zu schleudern vermögen. Auswürflinge vom Gewichte mehrerer Pfunde fallen sehr oft 1000—1500 m weit von den Haupteruptionspunkten scheinbar senkrecht aus der Höhe herab; kleinste Ausschleuderungskörper, die man als „vulkanische Asche" zu bezeichnen sich gewöhnt hat, werden in förmlichen Wolken mehrere Kilometer hoch emporgewirbelt und dann von Luftströmungen weithin fortgeführt. Die Dämpfe jener Haupteruptionspunkte brechen zum Teil mit ungeheuer hoher Temperatur, als selbst-

leuchtende, weissglühende hervor; bei den einzelnen Dampfstössen wird dann selbst das die Ausbruchsstelle umgebende, in Erkaltung begriffene — oft schon nicht mehr leuchtende — Gestein wieder rotglühend oder gar weissglühend; dann sieht es aus, als würde in einem ungeheuren Kohlenherde durch das Gebläse die Glut neu angefacht.

Die bei den Ausbrüchen beobachteten Dämpfe sind hauptsächlich: Wasser [1]), Chlorwasserstoff, und zuweilen andere Chlorverbindungen, z. B. Chlorkalium, Chlornatrium, Chlorammonium, Eisenchlorid und Eisenchlorür, wahrscheinlich auch Chlorsilicium (Jodverbindungen sind nur von der Eruption von 1824 auf Lanzarote angeführt worden), Schwefelwasserstoff, schwefelige Säure, Ammoniumsulfat und Natriumsulfat. (Selen, auch Arsen und Phosphor werden zuweilen erkannt.) Ammoniumkarbonat, Natriumkarbonat, auch Kaliumkarbonat, sowie freie Kohlensäure gehören zu den nicht häufigen Exhalationsprodukten, Kohlenwasserstoffe und Borsäure zu den selteneren [2]).

Die Dampfentwicklung ist nun für ein und dieselbe Stelle und denselben Ausbruch durchaus keine gleichbleibende Erscheinung; es folgen vielmehr bei den Eruptionen verschiedene Phasen derselben aufeinander, wobei allerdings nicht oft aus einer Fumarole von einer bestimmten Art eine andere wird, meist aber, wenn eine Fumarole erloschen ist, eine andere in der Nähe entsteht, welche der nächstfolgenden Phase oder Kategorie angehört. Auch im Raume kommen aber bisweilen die Phasen nebeneinander vor: dann ist am Eruptionscentrum oder in der Mitte der Lavenströme die stärkere oder frühere Phase

---

1) Wasserdampf ist zuweilen Träger anderer Stoffe, so mehrerer Salze, der am Djebel Teir und auf Vulcano vorkommenden Borsäure, oder auch des Schwefels, der gewöhnlich durch die Reaktion $H^4S^2 + SO^2 = H^4O^2 + 3S$ entsteht. Schweflige Säure oxydiert sich auch zuweilen zu Schwefelsäure.

2) Brom, Fluor, Kupfer, Blei, Nickel (Stromboli), Zinn (daselbst), Magnesium- und Calciumchloride (als Beimengungen zu Steinsalz oder Sylvin der Fumarolenabsätze) mögen hier noch genannt werden. Dass in den Exhalationen atmosphärische Luft und (infolge von Sauerstoffverbrauch aus dieser) Stickstoff auftreten, kann niemand in Verwunderung setzen. Freier Wasserstoff, den zuerst Bunsen auf Island erkannt hatte, fand sich 1866 in den Santoringasen. Er stammt wohl von zersetztem Wasserdampf.

erkennbar gegenüber dem Rande. Nach Deville und Fouqué hat man am Aetna und zuweilen auch am Vesuv, wie bei einer Anzahl anderer Vulkane besonders vier Phasen der Fumarolenbildung zu unterscheiden.

1. Bei heftigsten Eruptionen und stärkster Hitze nimmt man „trockene Fumarolen“ wahr: mit alkalischen Chlorüren, Sulfaten und Karbonaten, geringen Mengen schwefeliger Säure und so wenig Wasserdampf oder Wassergas, dass man diesen Stoff anfangs gar nicht erkannt hatte. Die Lava, aus der diese Dämpfe aufsteigen, ist meist noch glühend.

2. Zwischen Gluthitze und 400° heissen Laven entströmen „saure Fumarolen“: schwefelige Säure, Schwefelwasserstoff, Salzsäure und viel Wasserdampf herrschen vor, Chlorverbindungen des Eisens lassen sich oft erkennen, Schwefel, der bei diesen Dampfquellen sich bildet, schmilzt leicht wieder am Orte seiner Entstehung.

3. Die „alkalinischen Fumarolen“, welche zwischen 400° und 100° warm, selten etwas unter 100° warm sind, enthalten Wasserdampf mit sehr geringen Mengen von Schwefelwasserstoff. Durch Wechselzersetzung dieser Substanzen bildet sich Schwefel in Krystallen, Salmiak setzt sich häufig, zuweilen auch Ammoniumkarbonat ab.

4. Aus den Laven, die der Lufttemperatur nahekommen, steigen „wässerige Dämpfe“ auf: zuweilen fast nur Wasserdampf, auch solcher mit Kohlensäure, mit Sumpfgas etc. oder mit ein wenig Schwefelwasserstoff.

Es kommen übrigens bei einzelnen Ausbrüchen manche Abweichungen von der angenommenen Regelmässigkeit vor: so war 1865 am Aetna nur eine verschwindend geringe Menge schwefelhaltiger Gase und Dämpfe mitthätig, damals kam aber der sonst nur in alkalinischen Fumarolen herrschende Salmiak auch in den sauren und sogar in den trockenen Dampfquellen vor, auch wurden reine Wasserdämpfe am Schlusse der Eruption beobachtet.

Sehr wichtig ist, dass die Gase und deren Reihenfolge die gleichen sind an den Haupteruptionspunkten bez. Eruptionscentren und an den Fumarolen der Lavenströme,

obgleich erstere direkt von dem vulkanischen Herde ihre Stoffe erneuern können, letztere nur von den Gasen etwas abzugeben vermögen, welche sich in der ergossenen Masse befinden oder aus derselben sich entwickeln. Es darf hiernach kein anderer Ursprung für die Dämpfe der Vulkanherde, wie für die der ausgeströmten Lava angenommen werden; der Mengenunterschied erklärt sich einfach durch die Annahme, dass im Vulkanherde in der Regel viel mehr Lava enthalten ist als bei den Ausbrüchen hervorkommt, und durch die Beachtung der Thatsache, dass im Hauptkanal die starken Druckunterschiede sich geltend machen, welche auf die Entbindung der Gase und Dämpfe hauptsächlich hinwirken müssen. Denkt man sich den Herd eines Vulkans der Cordilleren in nur 1000 m Teufe unter dem Meeresspiegel, so würde die Spalte des Ausbruches doch in der Regel eine 7000 m hohe Platte flüssiger Lava enthalten: am unteren Teile derselben würde ein Druck von mindestens 1700 Atmosphären herrschen, an der Bergoberfläche nur von etwa einer halben Atmosphäre. Da die Vulkanherde aller Wahrscheinlichkeit nach meist sehr viel tiefer liegen, müssen wir die Druckdifferenzen und damit zugleich die Veranlassungen zur Dampfentwicklung ungleich grösser annehmen. Wäre die Zähflüssigkeit der Laven nicht eine so sehr bedeutende, wie sie es ist, so würde wohl stets eine vollständige Entladung der flüchtigen Stoffe eintreten, bevor das glutflüssige Gestein die Ausbruchsöffnungen erreicht hätte.

Nun ergibt sich auf die Frage, ob die Dampfbildner während des Ausbruches zur glühenden Lava hinzutreten (was oft angenommen worden ist), oder ob sie vor dem Ausbruche schon im Herde vorhanden waren, aus sorgfältiger Erwägung des Umstandes, dass nicht alle Dämpfe gleichzeitig aufsteigen, dass namentlich der Wasserdampf fester gehalten wird als andere flüchtige Substanzen, die Wahrscheinlichkeit der letzteren Annahme. Es würde gewiss, wenn Wasser erst im Laufe der Eruption unterirdisch zur Lava träte, die Erscheinung mehr analog demjenigen Phänomen sein, welches man wahrnimmt, wenn

bei einem submarinen Ausbruche durch das Zerreissen der erkaltenden Kruste Wasser das glühende Magma berührt; d. h. es würde einem stürmischen Dampfstoss: einer Explosion, weitere Dampfbildung nicht folgen. — Gehören indes die flüchtigen Stoffe schon im Vulkanherde der Lava an, so kann es sich um absorbierte oder um chemisch gebunden gewesene Stoffe handeln. Für die Annahme von letzteren spricht das häufige Auftreten von pechsteinartigen Massen in den erkalteten Laven und Auswürflingen und nicht minder die Verteilung blasenförmiger Hohlräume in vielen Laven. Die mikroskopischen Bläschen mancher Obsidiane etc. wie die grossen ehemaligen Höhlungen mancher Mandelsteine deuten eine Dampfentwicklung aus der ganzen Masse der flüssigen Substanz an, wie sie bei der Verflüchtigung integrierender Massenteile, z. B. beim Kochen eintritt. Auch weisen alle bekannten Vorgänge darauf, dass die bei der vulkanischen Thätigkeit auftretenden Gase aus Dämpfen entstanden sind nicht umgekehrt; während Gase, nicht aber Dämpfe absorbiert werden können. Bei Absorption ist die Oberfläche der absorbierenden Substanz reicher an dem Gas als die innere Masse: das bekannte Spratzen des geschmolzenen Silbers ist eine Erscheinung, welche wesentlich von dessen Oberfläche ausgeht, während alle Fumarolen der Laven gerade aus dem Innern der Ströme herkommen. Findet man die Oberfläche mancher Laven poröser als deren Inneres, so rührt das offenbar nur von der beim Erstarren der Rinde verringerten Beweglichkeit der Teilchen her, wie dies bei Schlackenkrusten unverkennbar, aber auch bei blasiger Entwicklung deutlich ist: die im Innern entstandenen Blasen häufen sich nur zuweilen aussen, wie bei schäumenden Flüssigkeiten.

Wir haben nun weiter zu untersuchen, wann und wo die Krystalle in den Laven zur Ausbildung gelangen. — Was die grösseren von diesen: die porphyrisch eingeschlossenen, betrifft, so steht aus zahlreichen Beobachtungen fest, dass dieselben fertig ausgebildet aus dem Erdinnern hervortreten, sie wachsen nicht weiter in der Ergussmasse, nachdem diese den Ausbruchsherd verlassen

hat, und verhalten sich in ihrer Verteilung wie fremde Körper, z. B. wie Einschlüsse von älteren Felsarten. — Solche grössere Krystalle werden aus den Ausbruchsöffnungen hervorgeblasen und haben doch dieselbe Grösse wie die in der ergossenen Lava befindlichen, obwohl die ausgeschleuderten in wenigen Minuten, nachdem sie emporgerissen worden sind, erkaltet sein müssen, während im gleichzeitig ergossenen Material dieselben noch lange Zeit — nicht selten jahrelang — von geschmolzener Substanz umgeben sind. Gangspalten, in denen die aufsteigende Lava sehr langsam erkaltet, weil sie rings von schlechten Wärmeleitern umgeben ist, enthalten die porphyrischen Einschlüsse in derselben Grösse, derselben Beschaffenheit und derselben relativen Menge wie zur selben Eruption gehörige Lavenströme und Tuffe, und wo es möglich ist, in tiefen Thälern einen und denselben Gang an mehreren Aufschlusspunkten zu studieren, welche einige Hunderte oder gar einige Tausende von Metern in vertikaler Höhe auseinanderliegen (z. B. in den grossen Erosionskesselthälern der canarischen Inseln, Madeiras etc.), da erscheint oft das Gestein oder die verschiedenen Varietäten desselben hinsichtlich der Krystalleinsprengungen übereinstimmend. In der ausgeflossenen Lava schwimmen diese Krystalle und es kommt vor, dass sich dieselben nach dem Ausfliessen wie Holz oder Blätter, die auf und in Wasser schwimmen, oder wie Schlammpartikel in solchem, irgendwo stauen, auch hinter der fortfliessenden Flüssigkeit zurückbleiben. Dann enthält der Strom an seinen Enden keine oder nur vereinzelte Krystalle, ist aber nahe seinem Ursprunge porphyrisch, wie der 1798 ergossene Chajorrastrom auf Tenerife, bei dem ein ganz allmählicher Uebergang aus der einen in die andere Lavenabart stattfindet.

Zuweilen finden aber auch ähnliche Sonderungen und Zusammenstauungen krystallreicherer und krystallärmerer Laven in den Eruptionsspalten statt und dann zeigt ein und derselbe Gang Gesteine von verschiedenem Aussehen, die aus derselben Oeffnung hervorgeblasenen Massen, die aus derselben Bocca hervorströmenden Stromteile weichen

durch die Menge der Krystalleinschlüsse und durch die Art derselben voneinander ab, als gehörten sie gar nicht zusammen.

Genaue Untersuchung der bei einem Ausbruche erzeugten Laven und Tuffe lehrt aber, dass ganz ähnliche Verhältnisse für die kleinen und kleinsten Krystalle und Krystalliten gelten; es sind deren sehr häufig zahllose Exemplare in den zu vulkanischen „Aschen“ zerstäubten Laven enthalten, sehr oft aber treten sie auch zurück; sie sind in der ausgeströmten Lava ungleich verteilt etc. etc. Nur einige Punkte bleiben hinsichtlich dieser zum Teil mikroskopischen Lavengemengteile zweifelhafter als bezüglich der grossen Einsprenglinge. Die Möglichkeit liegt vor, dass ihre Zahl noch während des Erkaltens der Lava zunimmt, oder dass die Kryställchen bei diesen Vorgängen wachsen, denn es ist nicht ausführbar wie bei den grossen Einschlüssen die Masse und die relative Menge für bestimmte Zeitpunkte der Eruption so scharf zu bestimmen. Sehr wichtig ist aber die Beobachtung, dass verschiedene Schichten von Asche eines Ausbruches untereinander ebensosehr durch den Reichtum oder die Armut an mikrokrystallinischen Mineralien, bezüglich durch die Art derselben, abweichen als die verschiedenen „Schlieren“ der Ergüsse, die miteinander verflochtenen Lagen einer lithoiditisch gebänderten oder die Flasern einer eutaxitischen Lava. Es werden also bei einem Ausbruche bald an den kleinsten Kryställchen reichere, bald daran ärmere Partien des Magmas zerstäubt und als Aschen hervorgeblasen. Ja es kommen manche Beispiele zur Wahrnehmung, bei welchen mehrerlei durch Färbung, Lichtbrechung etc. verschiedene Gläser hier durcheinander gewebt und geflochten, dort gesondert, erstarren, welche unverkennbar im Eruptionsmagma vom Vulkanherde aus gesondert nebeneinander oder nacheinander aufgestiegen sind. Die häufige Verflechtung und innigste Verknüpfung von Massen, die durch Art und Grösse der darin enthaltenen Krystalle oder Krystalliten, sowie durch Menge und Natur der glasartigen Teile voneinander abweichen, und doch unverkennbar unter ganz gleichartigen Verhältnissen miteinander

erstarrt sind, macht es nötig, scharf zu prüfen, ob die Erstarrung und Erkaltung überhaupt auf die Krystallisation in den Laven einen bestimmenden Einfluss übt.

Wohlbekannte Thatsachen scheinen für diese Ansicht zu sprechen: das sehr häufige Vorkommen von Glas in den offenbar sehr rasch erkalteten vulkanischen Auswürflingen und Aschen und das nicht seltene Auftreten von Glasrinden der Lavaströme oder von glasigen Saalbändern von Gängen bei in der Regel sehr naher Uebereinstimmung von Obsidianen, Pechsteinen etc. mit den zugehörigen steinigen Laven hinsichtlich der prozentischen Zusammensetzung. Aus dem zuletzt erwähnten Verhältnis darf man schliessen, dass aus der Glaslava eine steinige (oder aus der steinartigen eine glasige) zu werden vermag, ohne wesentlich andere Veränderung, als die Krystallisation; und es liegt äusserst nahe, weiter zu folgern, dass weil in den angeführten Fällen schnelle Erkaltung, oder doch frühere Erstarrung als die der benachbarten krystallinischen Teile mit der mehr glasigen Beschaffenheit Hand in Hand geht, langsamere Erkaltung diese Obsidiane etc. zu steinartigen Laven gemacht haben würde. — Mit dieser Annahme scheint sehr gut die Wahrnehmung übereinzustimmen, dass selbst die grossen porphyrischen Krystalle meist Glaseinschlüsse enthalten, also in einem amorphen Magma gebildet sein dürften. — Daher ist eine sehr verbreitete Vorstellung die, dass alle Laven in der Tiefe der Erde glasig sind, zunächst dann grosse und schliesslich auch die mikroskopischen Krystalle der Grundmassen durch allmähliche Erkaltung verlieren (oder durch Ausbildung dieser Krystalle und Krystalliten bei der Abkühlung entglast werden), wobei nur die ungewöhnlich schnell erstarrenden Teile mehr oder minder glasig blieben.

Wäre diese Vorstellung richtig, so müsste nicht nur in den angegebenen Fällen sondern allgemein eine Abhängigkeit der krystallinischen Entwicklung von der Schnelligkeit der Erkaltung hervortreten: wir müssten grobkörnige Ausbildung in den Fällen treffen, wo sehr langsame Erstarrung nachweisbar ist, und je schneller eine Lava gleicher Art erkaltet wäre, um so glasiger

müsste sie sein. Hiernach würden durchschnittlich mächtige Lavamassen stärker krystallinisch als schwächere sein: das müsste für ausgeströmte wie für Ganglava gelten; dünne Ausläufer von Lavaströmen müssten minder krystallinisch sein als die Hauptströme etc. — Auch würden, weil im Wasser Lava nachweislich schneller erkaltet als in der Luft, die ins Meer ergossenen Teile von Lavenströmen besonders glasig sein u. s. f.

Gesteine, welche 130—150 Jahre nach der vulkanischen Aufschüttung noch glühend sind, wie die der Montañas del fuego auf Lanzarote (1730—1736 entstanden), müssten sich durch starke Krystallisation auszeichnen. Endlich müsste in allen denjenigen Fällen, in denen während der Krystallisation keine starke Bewegung stattfindet, die Gruppierung der wachsenden Krystalle mit der Abkühlung und den Abkühlungsflächen in ähnlicher Beziehung stehen, wie wir eine Orientierung der Krystalle bei der Eisenfrischschlacke, bei Metallen und Metalloiden, welche durch Erstarrung krystallisieren, wahrzunehmen vielfach Gelegenheit haben. Nun wird aber oft von alledem nichts beobachtet, zuweilen gerade in Fällen, für welche sehr langsame Abkühlung stattgefunden haben muss, glasige Beschaffenheit erkannt (Lavastalaktiten in Lavenhöhlen) und hochkrystallinische Entwicklung (doleritisches Gefüge) bei rasch erkalteten Massen gefunden.

Die Häufigkeit der Glasrinden auf Lavaströmen und an Gängen sowie der verhältnismässig bedeutende Glasreichtum lockerer Auswürflinge erklärt sich aber auch leicht auf andere Art als durch die vorher gegebene Deutung. Gläser sind jedenfalls die beweglichsten sowohl, als die specifisch leichtesten Teile von Laven. Es ist selbst in den niedrigen Schmelzräumen der Hochöfen, sogar in kleinen Schmelztiegeln die Regel, dass sich bei lang andauernder Schmelzhitze die leichteren und beweglicheren Teile von den schwereren und zäherflüssigen trennen. Kann man glauben, dass in den oft monate- und jahrelang mit geschmolzener Lava erfüllten Eruptionsspalten und Ausbruchskanälen, die doch Tausende von Metern hoch sind, solche Saigerung stets fehle? Wird

solche aber nicht die Glasteile nach oben führen und so dem Zerstäuben am meisten aussetzen? Muss nicht, wenn in der Gangspalte die Lava aufsteigt, mit der glasigen Partie obenauf und vornweg an den Wänden dieser Spalte oft eine glasige Rinde haften bleiben, welche mit dem nachdringenden krystallinischeren Magma nicht immer mehr zusammenschmilzt?

In dieser Annahme wird es dann auch leicht erklärbar, dass zuweilen, wenn die Lava ausströmt, deren Oberfläche oder gesamte Aussenfläche mit Glas bedeckt ist, ähnlich wie ausfliessendes Wasser mit einer Oelschicht überdeckt sein kann. Auch die Beobachtung, welche L. v. Buch betonte, dass glasige Beschaffenheit auffallend häufig an den aus hochgelegenen Ausbruchspunkten hervortretenden Laven, oder doch an deren Rindenpartien vorkommt, steht mit der dargestellten Ansicht in guter Uebereinstimmung.

Es liegt auf der Hand, dass die Saigerung nicht in jeder Eruptionsspalte stattfindet, dass z. B. bei ungewöhnlich kurzer Dauer eines Ausbruches nur selten Differenzierung des Magmas eintreten kann. Es gibt aber im Gegensatz zu Ausbrüchen von jahrelanger Dauer solche, die nur Stunden währen. Weiterhin kann aber die stattgehabte Saigerung wieder verloren gehen: gewaltsam aufsteigende Dämpfe können z. B. die Massen wieder durcheinander rütteln. War vorher eine Sonderung eingetreten, so sind deren Spuren bei der späteren Mengung kaum zu verwischen. Solche Laven, welche wie die Eutaxite, der Piperno, die Lithoidite, die bunten Obsidiane etc. sich wie durcheinandergeknetete Substanzen verhalten, können kaum auf andere Art ungezwungen erklärt werden. Auch die Thatsache, dass Laven, welche wie die meisten Basalte durch Eindringen in schmale Gangspalten und Ausbildung von geringmächtigen Strömen ihre Dünnflüssigkeit bekunden, weniger differenziert aufzutreten pflegen als zähflüssige saure Gesteine, harmoniert mit unserer Erklärung.

Es ist übrigens nicht ausgeschlossen, dass in einzelnen Fällen die Differenzierungen innerhalb der glutflüssigen

Massen in den Eruptionsspalten andere Ursachen haben, als das Zusammentreten der Teile nach ihrer Strengflüssigkeit oder Leichtflüssigkeit und nach specifischem Gewichte. Wenn, wie oben dargestellt wurde, Dampfstösse mit viel höherer Temperatur durch die Laven hindurchbrechen, so können solche unter Umständen eines oder einige der schon krystallinisch erstarrten Mineralien wieder schmelzen und verglasen und dann eine Verschiedenheit der auf der Bahn der Dämpfe liegenden Teile des Magmas von den benachbarten hervorrufen. Uebrigens muss jede Mineralbildung, jede Krystallisation eine Veränderung des chemischen Bestandes und der physikalischen Eigenschaften des Magmas hervorrufen und so zur Bildung von Schlieren u. dergl. beitragen.

Hiernach werden wir berechtigt sein, die Vulkanherde für die Orte anzusehen, wo die Krystallbildung ihren Hauptsitz hat, aber dieselbe scheint fortzudauern in den Eruptionsspalten und sogar in der ergossenen langsam erstarrenden Lava noch in gewissem Grade wirksam zu sein. Vielleicht kommt beim Wiederaufleuchten dunkel gewordener Vesuvlaven die Wärme zur Anschauung, welche beim Krystallisieren eines letzten Minerales plötzlich entsteht und der Kondensationswärme beim Eintritt von Regen vergleichbar ist. Genau dieselben Verhältnisse scheinen aber von der Dampfentwicklung zu gelten. Die Hauptdampfstösse begleitet ein aus grossen Tiefen heraufdröhnendes Tosen und verkündet, dass im Herde selbst sich die grössten Massen flüchtiger Stoffe entwickeln. Viel schwächer ist die Dampfentwicklung aus den Spalten, sonst würden diese stets in ihrer ganzen Länge Fumarolen zeigen, nicht bloss an einzelnen Stellen, und noch schwächer in der Regel aus den Lavenströmen heraus, welche dennoch bisweilen zuletzt eine auffallende Dampfmenge aushauchen.

Nun ist aber wahrscheinlich, dass zwischen der Krystallisation der Mineralien und der Verdampfung der flüchtigen Substanzen ein noch innigerer Zusammenhang als der örtliche und zeitliche besteht. Alle Schwierigkeiten, welche der Deutung von Krystalleinschlüssen leicht-

schmelzbarer Mineralien in schwerschmelzbaren Substanzen (z. B. von Augit in Leucit) entgegenstehen, wenn man die Erkaltung als hauptsächlichen Grund und Veranlassung der Krystallisationen ansieht; alle Zweifel, wie Magneteisen, Quarz oder andere freie Oxyde durch Abkühlung eines Silikatglases hätten entstehen können; alle Bedenken darüber, dass man keine Lava vor dem Lötrohr, im Tiegel oder im Hochofenherde zu schmelzen vermag, ohne das Gestein und seine einzelnen Gemengteile wesentlich zu verändern: alle diese Hindernisse bestehen nicht gegenüber der Theorie: dass die Verflüchtigung der dampfförmigen Stoffe die Hauptveranlassung der Krystallisationen im Lavenmagma ist, die Lavengemengteile also unter der Mitwirkung von Dämpfen entstehen.

Hiernach ist im Vulkanherde selbst die Lava einem Gemenge von Salzen, die mit ihrem gebundenen Wasser schmelzen (etwa einem Zeolith-, Chlorit- und Pinit-Gemisch), vergleichbar. Zur Schmelzung gehört wahrscheinlich geringere Hitze als zum Schmelzen von Leucit oder Olivin etc., und mit jedem Dampfstosse, der sich in der Tiefe vorbereitet, dürfte ein Teil der Krystallausscheidungen erfolgen. Vielleicht hängt auch mit dem Wechsel der Dämpfe eine Aenderung in der Art der sich bildenden Mineralien zusammen, wiederholte Dampfbildung bei sonst unveränderten Verhältnissen mag ein Wachsen der Krystalle: oft die Entstehung neuer Lagen eines zonal gebauten Minerals zur Folge haben. Andere Verhältnisse können immerhin bei der Mineralbildung im Magma noch Anteil haben: so namentlich die Wechselzersetzungen, welche in feuerflüssigen Massen ebensogut als in wässerig flüssigen stattfinden; die Wirkung des glühend flüssigen Magmas auf die darin schwimmenden Krystalle, und der durch das Fluidum aufsteigenden Dämpfe und Gase auf ihre Umgebung; die Druckunterschiede und in kleinem Masse auch die Abkühlung. Diese letztere dürfte besonders in den nicht eben häufigen Fällen ausschlaggebend gewesen sein, in welchen ein Mineral, wie etwa Nephelin oder Augit, die Rolle einer Grundmasse spielt, in der Mikro-

lithen und Krystalliten eingebettet sind; — auch wo fächerförmig-strahlige Augite vorkommen.

Mit der dargestellten Ansicht über die Entstehung der Krystalle in den Laven stimmen die Ergebnisse von Versuchen wohl überein, deren Kenntnis man besonders den ausgezeichneten französischen Forschern F. Fouqué und Michel Lévy[1]) verdankt. Feldspatpulver oder ein Gemisch von Quarz oder Opal mit Thonerde und Karbonaten des Kaliums, Natriums und Calciums schmelzen zu einer Substanz, welche bei rascher Abkühlung als isotropes Glas erstarrt, bei zweitägigem Stehen in einer der Schmelztemperatur möglichst nahen Hitze unter Aufschwellen, Blasenwerfen und Ausscheidung von Plättchen, die sich als Opal erwiesen, zu einer porzellanähnlichen Masse wurde, in welcher sehr viele kleine Feldspatkryställchen (u. a. Oligoklase, deren Länge auf 0,3—0,4 mm steigt) und Sphärolithen unter dem Mikroskop erkannt wurden. Nach 3tägigem Zusammenschmelzen von Labradorit und Augit kann ein den Aetnalaven ähnliches magnetithaltiges Produkt erhalten werden, in welchem Magnetit wie in den natürlichen Laven ältestes Mineral ist. Das Aufschwellen und Blasenwerfen beim ersten dieser Versuche, das Heraustreten des Eisens aus der Silikatverbindung beim zweiten, wären unerklärlich, wenn keine Gas- oder Dampfentwicklung dabei stattgehabt hätte; nicht die Erkaltung sondern das langdauernde Zusammenschmelzen hat weiterhin die Entglasung des Gemisches bei den Versuchen hervorgerufen und die Feldspäte sind gewissermassen aus dem glasigen Gemische herausgekocht worden.

Ohne hier einer Besprechung vorgreifen zu wollen, die bei der Lehre vom Metamorphismus uns beschäftigen wird, müssen wir darauf aufmerksam machen, dass manche Forscher geneigt sind zu glauben, viele der Verschiedenheiten, welche bei Laven eines Ergusses und bei gleichzeitig ergossenen vulkanischen Gesteinen vorkommen,

---

[1]) Comptes rendus hebd. de l'Ac.. 1878 f. 87 und in Minéralogie microgr. des roches érupt. franç.

rührten von einer Einschmelzung grösserer Mengen der von der Eruptivmasse durchbrochenen Felsarten her. Man wird indes für solche Ansicht keine genügende Stütze in der Erfahrung finden. Nicht nur in solchen Laven, die von fremden Bruchstücken ganz erfüllt sind (Agglomeratlaven), sondern auch in anderen beschränken sich die Veränderungen der Einschlüsse meist auf Rötung durch höhere Oxydation von Eisenverbindungen. Andere Gesteinseinschlüsse sind durch die Hitze und infolge der Durchdringung mit vulkanischen Dämpfen stark umgewandelt, doch scharf begrenzt, und sehr selten nimmt man — wie am Kammerbühl bei Eger — Schmelzungsspuren an den Einschlüssen wahr. Unter solchen Umständen ist auf die Einschmelzung keine Theorie zu gründen.

Plutonische Gesteinsbildung.

Viele Laven und die Auswürflinge sehr zahlreicher Ausbruchsstellen zeigen uns ausser den einzelnen Krystallen und den zuweilen sehr angehäuften Bruchstücken wohlbekannter Gesteine noch haselnussgrosse bis kopfgrosse und grössere Aggregate von Krystallen oder Krystalloiden verschiedener Mineralien. Diese Aggregate gleichen im Aussehen Bruchstücken körniger Gesteine; die in ihnen vorkommenden Mineralien entsprechen aber meist in den Einzelheiten ihrer Ausbildung nicht den Abarten, welche man gewöhnt ist, in wohlcharakterisierten älteren körnigen Felsarten vereinigt zu finden, und nicht selten weicht auch die Art der Verknüpfung, das Gefüge etc. von älteren Massen ab. Solche Unterschiede sind am auffälligsten, wo ausgeschleuderte oder eingeschlossene Fragmente älterer Gebirgsarten ebenso häufig als die hier in Rede stehenden Aggregate sind; äusserst auffallend ist aber die Analogie mit den Varietäten der Mineralien, welche als porphyrische Einschlüsse entsprechender Laven auftreten. Von den selteneren Mineralaggregaten noch anderer Art, welche sich als Umwandlungsprodukte der in die vulka-

nischen Massen geratenen Kalksteine etc. kennzeichnen und mit ganz anderem, viel lockererem Gefüge auftreten, oft auch aus Mineralien bestehen, die wie z. B. Wollastonit sehr selten oder überhaupt nicht Felsbildner sind, unterscheiden sich die besprochenen Stücke sehr deutlich. In vulkanischen Massen, welche diese dreierlei Aggregate enthalten, ist gewöhnlich zu beobachten, dass Bruchstücke älterer körniger Felsarten besonders von aussen her Einwirkungen der jüngeren Lava zeigen; dass die zu eigentümlichen Mineralgesellschaften verwandelten Kalksteine etc. von weit in die umgebende Lava fortsetzenden Rissen, die in Mineraldrusen sich vereinigen, durchzogen sind, während die Anhäufungen derjenigen Mineralien, welche den porphyrisch eingeschlossenen entsprechen, genau ebenso zu der Lava sich verhalten, wie jene Einschlüsse einzelner Krystalle. Liegen diese fest verwachsen mit der einhüllenden Lava in den Strömen oder in den vulkanischen Bomben, so thun es auch die in Rede stehenden Aggregate; sind erstere von Porenzonen umzogen, so sind es auch letztere. Nur in Tuffen, Aschen etc., welche ganz isolierte Feldspat-, Augit-, Hornblende- oder Olivin-Krystalle liefern, finden sich auch die Aggregate frei von anhaftender Lava.

Zu den häufigsten dieser Aggregate in jungvulkanischen Gebieten gehören die mehr oder weniger den alten Syeniten und Diabasen oder Gabbros sich anreihenden „Sanidinite“ bez. „Mikrotinite“, deren Vorkommen in Deutschland namentlich am Laacher See (als „Lesesteine“) sehr bekannt ist, während das Auftreten am Alschberge unweit Poppenhausen in der Rhön minder oft erwähnt wird. Einzelne Sanidiniteinschlüsse findet man in Phonoliten des Hegau. Sie kommen an der Somma am Vesuv selten, zahlreich im oberen Bimssteintuff von Santorin und in den Tuffen des Teydecircus auf Tenerife vor.

Kein Beispiel davon ist aus eigentlichen Basaltgebieten bekannt.

Durch Zurücktreten von Feldspäten verknüpfen sich diese Sanidinite und Mikrotinite mit den namentlich in

andesitischen Gesteinen, aber auch in phonolitischen und einigen wenigen Basalten etc. wahrnehmbaren Hornblendeanhäufungen (Wolkenburg im Siebengebirge, Laacher See, einige Stellen der Rhön). Diese wieder sind mit glimmerreichen Stücken, mit Augitanhäufungen etc. durch Uebergänge verknüpft, und an die augitischen schliessen sich die Olivinkugeln, die in Basaltgebieten ungemein häufig, dem Bereiche saurer Gesteine aber fremd sind. Dreyser Weiher und Insel Lanzarote in Lava von 1730 sind besonders bekannte Fundorte.

Hat man in den vulkanischen Massen der tertiären und posttertiären Zeit ziemlich zahlreiche solcher dem Charakter der Krystalleinschlüsse der Gesteine entsprechender Aggregate, so findet man deren nicht wenige auch in den Porphyren, Porphyriten, Diabasen etc. früherer Zeiten, wie sie am Thüringer Walde, am Erzgebirgsfusse, am Harz etc. vorkommen. Nur sind in diesen die Mineralien ähnlich verändert wie die der Einschlüsse: statt der glasigen Feldspäte sind die gemeinen vorhanden etc. Und hierdurch werden solche Aggregate den körnigen Syeniten etc. noch viel ähnlicher als es die Sanidinite sind.

Wir sahen oben, dass wir die Entstehung der porphyrisch ausgeschiedenen Krystalle sicher, wahrscheinlich auch die sehr zahlreicher Mikrolithen und Krystalliten der Laven auf die vulkanischen Herde zurückzuführen haben und nichts liegt bei dem angegebenen Charakter der besprochenen Aggregate näher als die Annahme, dass solche im Innern der Vulkanherde auch sich bilden, wie die einzelnen Constituentkrystalle selbst.

Man vermag sich sehr gut vorzustellen, dass zu Zeiten in den vulkanischen Herden nur solche Aggregate entstehen, dass also tief unter der Erdoberfläche fortdauernd Gesteine vom Charakter jener Aggregate sich bilden; solche Ausbildung könnte dann so weit gehen, dass sie einen Vulkanherd erfüllte, so dass dann alle Ausbrüche in jener Gegend aufhören müssten. Als letzten Rückstand eines vulkanischen Herdes könnte man sich ein solches körniges Gestein zurückbleibend denken, auch wenn man sich vorstellen wollte, dass durch die Ausbrüche der

grössere Teil des Herdes entleert und dieser selbst durch den Gebirgsdruck wieder verkleinert wäre.

Eine solche Vorstellung entspricht dem aktualistischen Grundsatze so gut wie irgend eine Meinung, die man sich von Vorgängen bilden kann, deren Schauplatz unerreichbar ist.

Während früher teils die Ausdrücke vulkanisch und plutonisch als gleichbedeutend gebraucht wurden, teils auch ein Unterschied zwischen beiden darin gesucht wurde, dass die geologisch älteren, „plutonischen", einst heissflüssig gewesenen Gesteine aus Spalten — die jüngeren „vulkanischen" aus mehr röhrenförmigen Kanälen emporgestiegen sein sollten, hat man in neuerer Zeit nach Vorgang der englischen Geologen die in bedeutender Tiefe unter der Erde aus heissem Flusse abgeschiedenen Felsarten plutonische genannt: die supponirte Entstehung körnig krystallinischer Gesteine nach Art der eben besprochenen würde also die plutonische Gesteinsbildung sein. Nach den Arten der häufigsten Mineralaggregate in den Laven etc. würde man — die Möglichkeit eines nachträglichen Eindringens von Quarz in krystallinisch poröse Feldspat-Glimmer und Feldspat-Hornblende Aggregate von sanidinitartiger Ausbildung zugebend — Granite, Syenite, Diorite, Gabbros, Diabase, Hornblendegesteine, Olivinfels für möglicherweise plutonisch gebildet halten.

Entsprechen die Verhältnisse, unter denen solche Gesteine auftreten, der Vorstellung, die wir uns vom Auftreten plutonischer, durch Hebung und Entblössung sichtbar gewordener Massen zu machen berechtigt sind?

Diese müssten vorwiegend in Stockform, selten schichtartig auftreten, gewöhnlich gangförmig in Spalten ihrer Umgebung nach obenhin eingreifen. Die nächste Umgebung selbst könnten wir uns kaum anders denken, als in der Annahme, dass dieselbe teils aus anderen plutonischen Felsarten teils aus metamorphosirten Gesteinen besteht. Durch die Gänge müssten ferner mit den plutonischen Massen Vulkane oder doch vulkanische Gesteinspartien im Zusammenhange stehen, und Verschiedenheiten innerhalb der plutonischen Masse müssten

den Unterschieden der Lavenvarietäten analog zur Wahrnehmung kommen.

Einer solchen Vorstellung entsprechen zwar in manchen Punkten gewisse Vorkommnisse von Granit, Syenit und Diorit; für Olivinfels, Amphibolit, Augitfels etc., deren Auftreten in viel kleineren, oft mehr schichtähnlichen Gesteinskörpern ohne gangförmige Ausläufer dem theoretischen Bilde plutonischer Gebilde wenig gleicht, könnte man immerhin die Möglichkeit solcher Entstehung nicht ganz abstreiten, wenn man keine bessere Theorie dafür hätte.

Granite, Syenite, Diorite etc. treten am häufigsten in Stockform auf, bilden zuweilen Gänge, die angeblich ins Hangende der Stöcke eingreifen, führen hin und wieder Gesteinseinschlüsse und verraten auch manchmal durch den zonalen Aufbau ihrer Feldspäte, dass diese nach allen Seiten hin haben frei wachsen können, das heisst, dass dieselben in einem weichen oder flüssigen Medium entstanden sind. Die normale Lagerung dieser Gesteine wie auch der Olivinfelsen etc. ist im Gneissgebirge; kommen Granite etc. im Thonschiefergebiete vor, so sind sie von eigentümlich ausgebildeten Gesteinsabarten umsäumt, sie besitzen einen „Kontakthof metamorphosirter Schiefer etc.“ Wer das Gneissgebirge selbst für ein metamorphisches ansieht, wird um so mehr geneigt sein, in den Graniten etc. die höchste Stufe der Umwandlung, nämlich die Umbildung in plastisches, überhitztes Gestein, dessen leichtflüssigere Teile als Laven ausbrechen konnten, zu erblicken, mithin diese Granite etc. für plutonische Felsarten zu halten.

Dass eine solche Anschauungsweise mit vielen Verhältnissen vereinbar ist, soll nicht in Abrede gestellt werden.

Indes ist dieselbe so innig mit der Theorie von dem Metamorphismus des Gneissgebirges verknüpft, dass eine ohne die andere nicht leicht aufrecht zu erhalten ist. Nun werden wir aber im künftigen Abschnitte sehr starke Gegengründe gegen die Lehre vom Metamorphismus des Gneiss etc. kennen lernen, nachdem wir uns schon

früher (S. 256) überzeugt haben, dass eine ursprünglich sedimentäre diagenetische Bildung krystallinischer Schiefer und Massengesteine möglich ist.

Gegen die plutonische Bildung der Granite etc. sprechen aber noch mehrfache Bedenken.

Der andesitisch-porphyritische Typus von Laven und nächst diesem der doleritisch-diabasische haben sowohl in der Gegenwart als in geologischer Vorzeit die meiste Verbreitung. Gegenüber den Plagioklas-Erebennitgesteinen treten sowohl in der Jetztzeit als in der Vergangenheit die rhyolitisch-porphyrischen Felsarten zurück, in denen eine Quarz-Feldspatmischung vorherrscht, und noch beschränkter sind Laven von trachytischem und von phonolitischem Charakter.

Nun sind aber von körnigen Gesteinen, an deren plutonische Entstehung gedacht werden könnte, Granite und Syenite die häufigsten. Bei der eigentümlichen Natur der Quarze echter Granite, wonach dieser Gemengteil fast regelmässig die zwischen den Feldspäten und Glimmern etc. übrig gebliebenen Räume einnimmt, ohne eigene Krystallflächen auszubilden, ja ohne auch nur seine Krystallisation nach einer der Feldspatflächen zu richten, S. 153 Fig. 74, S. 164, ist ja denkbar, dass dieser Quarz einer späteren Infiltration sein Dasein verdankt. Aber auch in dieser Annahme würde der Granit ursprünglich noch dem trachytischen Typus angehört haben, wenn er auch nicht von vorn herein rhyolitisch-porphyrisch gewesen wäre. Woher der Mangel an Uebereinstimmung, wenn das „plutonische“ Gestein doch mit dem vulkanischen so nahe zusammenhängen soll?

Wo irgend tief eingreifende Aufschlüsse in vulkanischem Gebirge entblösst sind, sehen wir viele Gesteinsgänge. Es bildet sich deren wenigstens einer bei jedem Ausbruche und selbst kleine Vulkane haben daher in der Regel eine Menge von Gängen. Aber von sehr grossen nach oben von Gneissen etc. überlagerten Granitmassen ist nicht ein einziger ins Hangende hineinsetzender Gang bekannt, trotzdem es an Aufschlüssen nicht fehlt, und obgleich im Granite bisweilen aus deren Liegendem herauf-

reichende Gänge sehr zahlreich vorhanden sind, die nach oben mit zugehörigen, vom Granit weit abweichenden Ergussmassen sich verknüpfen oder doch wahrscheinlich damit zusammenhängen. Finden wir denn in Gegenden, wo vom Granit auslaufende Gänge bekannt sind, vulkanische Gebilde, die sich als zugehörig zu dem plutonischen Stocke betrachten lassen?

Lossen hat 1874 wieder die allgemeine Aufmerksamkeit auf ein schon 1846 von Zincken sen. beobachtetes Gangvorkommen im Bodethale am Harz gelenkt. Von der Nordwestseite des Rambergs-Granitmassivs zweigt sich in der Nähe der Hirschbornsklippe ein schmaler in der Regel 10—20, stellenweise 100 Schritte breiter Gangspaltenzug ab, der sich fast sieben Kilometer weit gegen den Granitstock des Brockens verfolgen lässt. Vom Brockengranit gehen ähnliche aber kürzere Gangspalten ab. Die ziemlich varietätenreichen Gesteine, welche diese Gänge erfüllen, stellen nach des trefflichen Harzerforschers Ausdruck „die Porphyrfacies des Granites“ dar, denn viele der Abarten erscheinen als Porphyre bez. Granitporphyre und einige davon enthalten auch glasiges Silikat.

Bekämen wir durch diese Beobachtungen die Berechtigung zu dem Glauben, dass die Porphyre des Auerberges, sowie andere alte Laven am Harze von den Granitstöcken ausgegangen wären, so würde dies für plutonische Entstehung dieser Granite und für Zusammenhang derselben mit den Laven günstig scheinen. Das ist aber nicht der Fall.

Der Granit und mit ihm die Gesteine des Bodeganges haben keinen erweislichen Zusammenhang mit irgend welchen Oberflächenergüssen des Harzes. Wer mit Lossen glaubt, dass die gesamte Granitmasse des Harzes glutflüssig gewesen sei, muss mit diesem Forscher auch überzeugt sein, dass das in einer ganz anderen Zeit stattgefunden habe als in den Epochen der Oberflächenergüsse des Porphyrs. Am Harze würden zum plutonischen Granit die oberflächlich ausgeströmten Laven; zu den dem Devon und zu den dem Culm zugerechneten Diabasen etc., wie zu den dem Zeitalter des Rotliegenden an-

gehörigen Porphyriten etc. die plutonischen Stöcke unsichtbar sein.

Auch in anderen Landschaften hält die Meinung von einer möglichen Zusammengehörigkeit plutonischer Granite, Syenite etc. mit vorhandenen vulkanischen Massen bei genauer Betrachtung örtlicher und zeitlicher Verhältnisse nicht Stich. Die Deutung der granitischen etc. Stöcke als plutonischer Gebilde erscheint also nicht zutreffend. Anstehende grosse Massen plutonischer Gesteine dürften bis jetzt nicht bekannt sein, sondern höchstens in unzugänglichen Tiefen vormals sich gebildet haben und heutzutage sich fort und fort erzeugen.

Metamorphische Gesteinsbildung.

Ist ein Gestein dem Einflusse derjenigen physikalischen und chemischen Wirkungen entzogen, welche bei der Zusammenführung des Stoffes in den Raum der betreffenden geotektonischen Einzelmasse herrschten, so ist dessen Bildung vollendet. Das fertige Gestein befindet sich in einem Dauerzustande, welcher der Ausgang weiterer Umänderungen sein kann, welcher indes oft ungeheure Zeiträume hindurch bestehend bleibt.

Lava ist fertig, wenn die vulkanische Hitze aufgehört und die Erstarrung stattgefunden hat. Auch plutonische Gesteine, wenn wir solche nachzuweisen vermöchten, würden mit dem Eintritte der Abkühlung und Verfestigung ihre Bildung vollendet haben. Ein Sediment wird erst fertig, wenn das Wasser, aus welchem es sich niedersetzte, nicht mehr wirksam darauf ist. Manche Absätze werden infolge von schneller Bedeckung durch jüngeres Sediment oder wegen Veränderung des Standes der Gewässer (Ablaufen von Seen und anderen Binnenwässern, tieferem Einschneiden der Flüsse in den Untergrund, Hebung des Meeresbodens etc.) von dem Einflusse des Wassers, aus dem sie sich gebildet haben, bald unabhängig [1]); bei sehr vielen Ablagerungen aber wird

---

[1]) Die meisten dieser Sedimente sind locker, erdig oder sandig etc.

erst durch die Diagenesis der fertige Zustand erreicht. Diese aber hängt so innig mit der ersten Entstehung zusammen, dass sie nicht davon gesondert werden kann; der ihr vorhergehende Zustand ist keine Dauerform des Stoffes.

Auf das fertige Gestein wirken chemische Agentien und physikalische Kräfte: Wasser und die darin gelösten oder absorbirten Substanzen, zuweilen auch Gase und Dämpfe berühren die Gesteine, durchdringen sie auch wohl in gewissem Grade und erzeugen chemische Veränderungen. Wärme und Pressung oder Druck sind am häufigsten physikalisch thätig. Zuweilen wirken mehrere dieser Umwandlungsfaktoren zusammen.

Nur in einzelnen Fällen scheint die durch solche Verhältnisse bedingte Umwandlung rasch von statten zu gehen, meistens dürften sehr grosse Zeiträume hindurch die Veränderungen ganz allmählich erfolgen und sich nach und nach steigern, bis das Gestein seinem ursprünglichen Zustande ganz unähnlich wird. Obwohl nun jedwede beginnende Neubildung innerhalb eines Gesteins eine Umwandlung oder Metamorphose desselben ist, pflegt man im Namen diesen Vorgang nicht eher hervorzuheben, bevor eine augenfällige Verschiedenheit vom früheren Zustande eingetreten und anscheinend ein neues Dauerstadium des Gesteinsbestandes erreicht ist.

Zu den häufigsten Arten von Umwandlungen gehört, namentlich an der Oberfläche der Erde, die Verwitterung [1]). Sie ist der Vorgang, welcher dem Pflanzenkleide des Planeten die geeignete Unterlage, den weichen Boden, schafft; sie bereitet für die sedimentären Neubildungen verschiedenster Art den grösseren Teil der „schwebenden Bestandteile" vor und wirkt in hohem Masse bestimmend auf die chemische Natur der Gewässer, sowohl der unterirdischen als der oberflächlichen.

Verwittert ist ein Gestein, welches durch Wasser und Kohlensäure seine leichtlöslicheren Elementar- oder

---

1) **Einfache Verwitterung** (Roth). Was dieser Forscher „komplizierte Verwitterung" nennt, entfernt sich zu sehr von dem Begriffe, den der Sprachgebrauch mit dem Ausdrucke des Verwitterns bezeichnet.

Mineralteile eingebüsst hat, und oft zugleich durch Aufnahme von Sauerstoff einige seiner Constituenten verändert zeigt, dabei kohlenhaltiger Teilchen verlustig geht. Meistens werden die Felsarten durch Verwitterung erweicht, und sie haben eine andere, oft hellere, hie und da auch eine durch Eisenrost bedingte braunere Farbe erhalten. Durch Entfernung hellgefärbter Teilchen (z. B. durch Herauslösung pulveriger Kalkspatpartikel) sind nur in einigen Fällen die verwitterten Gesteine dunkler als nicht verwitterte. Das so häufige Ausbleichen des Verwitterungsproduktes beruht teils auf der Oxydation von Kohlenpünktchen, die schliesslich ganz verschwinden, teils auf der Bildung von farblosen Mineralien (Kaolinit, Quarz etc.), teils endlich auf der Erzeugung unzähliger kleiner und kleinster Hohlräume. Temperaturwechsel und damit verknüpfte Volumveränderungen, Pflanzenleben und Fäulnis abgestorbener Organismen begünstigen die Verwitterung. Zuweilen beschränkt sich dieselbe auf die Oberfläche von Gesteinsblöcken, bisweilen ergreift sie alles, was von einem Gestein aufgeschlossen zu Tage steht, seltener dringt sie tief in die Erde hinein, oder bleibt auf unterirdische Massen (etwa an Klüften und Spalten) beschränkt. Stellenweise ist die Verwitterungsrinde kaum 1 mm dick, aber Granite sind zuweilen auf 20 bis 25 m Tiefe zu Grus; Porphyre, Porphyrtuffe, Thonschiefer etc. auf eben solche Tiefe zu Thon verwittert. Gegen unverwittertes Gestein sind die veränderten Massen in der Regel haarscharf abgeschnitten, oft mit so deutlichen Grenzen, dass ungeübte Beobachter geotektonisch geschiedene Einzelmassen vor sich zu haben glauben. Gesteine, welchen schwerlösliche Teile fehlen, werden aufgelöst statt zu verwittern, andere z. B. Quarzite widerstehen der Verwitterung wegen zu geringer Löslichkeit.

Zersetzt ist ein Gestein, wenn stärkere als die gewöhnlich wirkenden Lösungsmittel es verändert haben; häufig unterstützen höhere Temperatur, sowie Dämpfe verschiedener Art die Zersetzung. Am häufigsten wird diese an vulkanischen Massen beobachtet, welche der Zerstörung durch die Säuren des Schwefels, durch Salzsäure etc.

unterliegen. Zersetzungsprodukte sind daher nicht selten an Sulfaten, Chloriden etc. reiche und mit solchen durchwachsene Rückstände von Laven (z. B. Alaunstein). Im Gipfelkrater des Teyde auf Tenerife sind zersetzte Laven in unreinen Opal verwandelt, also ausser dem Kiesel alle Elemente fast ganz fortgeführt, eine Zersetzung, die auch an manchen anderen Stellen vorkommt.

Gesteine mit reichem Gehalte an Eisenkiesen (vorzüglich an Markasit) und insbesondere auch die Nebengesteine mancher grösseren Sulfidlagerstätten zeigen ähnliche Zersetzungen. Auch dort kommt es zuweilen, wie an Vulkanen zur Solfatarenbildung (Susaki und Kalamaki am Isthmus von Korinth), wenn bei steigender Erhitzung Schwefel als schwefelige Säure und Schwefelwasserstoff aufsteigt. Auch in solchen Fällen sind Kieselmassen (Hornstein, eigentümliche poröse Quarzite etc.) zuweilen die letzten Rückstände; Alaunschiefer, Alaunthone, gypsreiche Thone etc. zuweilen in Zwischenstadien der Zersetzung die auffälligsten Vorkommnisse.

Bei Massen, welche nicht aufgeschlossen zu Tage liegen, kann man bisweilen ungewiss bleiben, ob Zersetzung oder Verwitterung gewirkt hat. Beide Vorgänge stehen einander nahe und in der Bezeichnung werden sie nicht von allen Autoren so scharf geschieden, als nach Roths Beispiel allseitig geschehen sollte.

Bei der Verwitterung wie bei Zersetzung ist gewöhnlich die Auslaugung gewisser chemischer Bestandteile einer der bedeutsamsten Vorgänge, während die herausgelaugten Substanzen selbst fortgeführt, und zwar zum grössten Teil in die Tiefe geführt werden, wo dieselben in die grösseren und kleineren bis kleinsten Poren, Spalten und Fugen des Felsgebäudes der Erde eindringend, weitere Wirkungen auf die Mineralelemente der Gesteine ausüben. Nur selten handelt es sich dabei um blosse Verwitterung, gewöhnlich erfolgt im Innern der Erde ein Stoffaustausch zwischen Lösungen und Mineralien, zwischen verschiedenen miteinander zusammentreffenden Lösungen und zwischen letzteren und etwa vorhandenen einwirkungsfähigen Gasen; dieser Stoffaustausch pflegt mit der Neubildung krystalli-

sirter Mineralien Hand in Hand zu gehen. Durch solche Krystallisationen können einzelne veränderte Massen ein frischeres Aussehen als die entsprechenden unveränderten gewinnen. Häufig steht der Grad der auf solche Weise durch eindringende Lösungen bewirkten Veränderungen in direkter Beziehung zum geologischen Alter der Gesteine; unter sonst gleichen Verhältnissen ist ja die Dauer der Vorgänge entscheidend, bezüglich die Menge von Flüssigkeit, welche allmählich an einer bestimmten Stelle thätig gewesen ist. Wir ziehen für die in Rede stehenden Veränderungen den Ausdruck „Altern" dem Roth'schen „kompliziert Verwittern" vor. In Vulkanen erkennt man oft die ältesten Laven an den in deren Höhlungen auskrystallisirten Quarzen, jüngere an ebenso auftretenden Zeolithen, während die jüngsten frei von Umsetzungsprodukten sind.

Die beim Altern der Gesteine wirkenden Lösungen dringen ins Erdinnere ungefähr so ein, als müssten sie durch Schalen mit Oeffnungen von verschiedener Weite, oder zum Teil durch Filter von verschiedener Dichtigkeit einsickern, und es ist von hoher Bedeutung, dass die Verhältnisse dieses Eindringens im Laufe geologischer Zeiten sich ändern, teils durch Oeffnen oder Schliessen von Spalten und Klüften, teils durch Veränderungen in der Durchlässigkeit der geotektonischen Einzelmassen. So kann nirgends auf die Dauer eine Stagnation der unterirdischen Wässer eintreten: dieselben wechseln und bewegen sich fort und fort, ganz abgesehen von dem gleichfalls die Bewegung befördernden Verlust an tropfbarem Wasser, der hier durch chemische Bindung und Kondensation, dort auch durch Verdunstung desselben entsteht.

Es ist eine wohlbekannte Erfahrung natürlicher und künstlicher Aufschlüsse, oberirdischer Entblössungen wie tief eindringender Schächte und Bohrungen, dass einzelne Gebirgsmassen — meist poröse oder klüftige Schichten — Träger vielen Wassers sind, welches aus solchen „durchlässigen" Gliedern hervorquillt, wo dieselben auf undurchlässigen unter den entsprechenden Verhältnissen auflagern. Zwischen den wasserhaltigen befinden sich trockene Schich-

ten: das sind entweder undurchlässige oder genügend geschützte und gedeckte Massen. Besonders in Sätteln können Gebirgsmassen von auflagernden geschirmt sein, wir heben die Erhaltung der Trockenheit und damit zugleich des Gesteines selbst in den Sätteln von Salzlagern hervor. Die meisten Gesteinsteile, welche uns trocken erscheinen, enthalten aber doch noch in allen feinsten Spalten, Klüften, Sprüngen und Poren einen Teil von wässeriger Lösung: die Bergfeuchtigkeit. Obwohl kapillar festgehalten, bewegt sich dieselbe doch durch das Gestein, das ihr verhältnismässig sehr zahlreiche Berührungs- und Angriffspunkte darbietet. So kann sich dieselbe zu einer gesättigten Lösung der löslichen Substanzen der Felsarten gestalten und wo immer diese dann an den Wänden von Höhlungen und grösseren Klüften verdunstet, blühen Krystalle aus, die langsam wachsen können, und deren Wachstum fortdauert, bis die Bergfeuchtigkeit selbst, oder das Gestein, oder die Verhältnisse von dessen Durchfeuchtung sich ändern. Durch Bergfeuchtigkeit so gebildete Krystalle sind mit den freien Enden oder Spitzen zuerst fertig; sie stossen wie der ausblühende Mauersalpeter, oder die aus dem Erdboden heraus schiessenden Eisnadeln und wie ganze Schalen stengeliger Eiskrystalle feste Körper vor sich her, wobei das hebelartige Wirken der einzelnen Spitzen bewirkt, dass eine an sich schwache Kraft leistungsfähig wird. Faserige, strahlige und gegen die Grundfläche der ehemaligen Hohlräume senkrecht blättrige Ausbildung sind vielen solcher Erzeugnisse der Bergfeuchtigkeit eigen (Fasergyps, Faserkalk, Faserquarz, — viele Zeolithe — Byssolith, Asbest, Chrysotil, Talk, Chlorit, Delessit etc.).

Ausser bei der Bildung solcher Ausblühungen bethätigt sich die Wirksamkeit der Bergfeuchtigkeit bei sehr zahlreichen Umwandlungen und Pseudomorphosenbildungen innerhalb von Gesteinen verschiedenster Art. Diejenigen. Glasteilchen vulkanischer Gesteine, welche nicht von einer schützenden Mineralhülle umgeben sind, scheinen leicht durch diesen Einfluss umgewandelt, und zwar meist in krystallinische Partikeln übergeführt zu

werden; ausserdem sind Olivin, Augit, manche Feldspäte häufig verändert.

Der Ortswechsel der Stoffe wird gewöhnlich durch den Einfluss der Bergfeuchtigkeit nur in geringem Masse bewirkt, wo diese allein thätig ist; es tritt erst da eine erheblichere Wanderung hervor, wo eine grössere Menge Wassers zur Mitwirkung kommt. Von dem Auftreten einer solchen kennt man hauptsächlich zwei Formen: durchsickerndes und durchtränkendes Wasser. Ersteres findet sich vorzüglich in einzelnen einseitig abfallenden Schichten und Schichtenteilen; letzteres namentlich in muldenförmig gelagerten Massen oder bei muldenähnlicher Anordnung verschiedener, nicht zusammengehöriger, undurchlässiger Gesteinsarten: kurz bei Stauungen der unterirdischen Gewässer. Durchsickernde Lösungen sind es, welche am meisten beizutragen scheinen zu den Mineralbildungen in Gängen, wo so häufig mehrere verschiedene Lösungen einander begegnen und Fällungen bewirken müssen, weil ja meist aus jeder einzelnen der wasserführenden Lagen vermöge der ursprünglichen stofflichen Verschiedenheit der Schichten etc. eine besondere Flüssigkeit hervorkommt, und nach den grösseren Gangspalten läuft. Dadurch erklären wir auch wohl am einfachsten den oft wahrnehmbaren Einfluss des Nebengesteins auf die Gangmasse, z. B. die so häufige „Veredelung“[1]) von Erzgängen in bestimmten Partien des Ganges.

Durchtränkende Lösungen (unterirdische Stauwasser) hat man jedenfalls in grosser Verbreitung anzunehmen, vermutlich aber — weil gleichmässig durchlässiges Gestein wahrscheinlich nicht in grösserer Mächtigkeit als in der von höchstens einigen hundert Metern vorkommt, — nicht in Gestalt von sehr tiefen Becken sich zu denken. Alle Wahrscheinlichkeit spricht dafür, dass der Wasserstand dieser Becken ein je nach den Zuflüssen etc. sehr wechseln-

1) Bei Beresowsk, am Ural, sind die wichtigsten Goldgruben des Gebirges auf primärer Lagerstätte. Hier zieht sich durch Chloritschiefer, Talkschiefer, Phyllite und Quarzitschiefer eine breite Zone feinkörnigen Granites nach Nordwesten hin. Zahlreiche Quarzgänge setzen quer durch die Schiefer und den Granit, doch nur in letzterem, der in der Nähe der Gänge mit verrostetem Pyrit erfüllt ist („Beresit“), sind die Gänge durch einen Gehalt an Schwefelkies, Nadelerz, Gold etc., Chromaten u. dergl. bedeutsam.

der sei und dass das unterirdische Wasser überhaupt sich verhalte, wie wenn es in verbundenen, aber nur wenig von einander abhängigen Gefässen — wie bei Diffusionsversuchen oder bei Aufstellung elektrischer Batterien — befindlich wäre.

Beständig bewegt, beständig wechselnd und beständig sich erneuernd bringt in stetem Wirken dieses Wasser der Tiefen jene Umwandlungen hervor, die jedenfalls zum Teil bei erhöhter Temperatur und unter beträchtlichem Drucke erfolgen: jene Umänderungen, deren Resultat das Altern der Gesteine, die Ausfüllung einer Menge von Spalten und Hohlräumen durch secundär gebildete Mineralien, die Auslaugung leicht löslicher und leicht umwandelbarer Substanzen, viele Pseudomorphosenbildungen etc. sind.

Nun fragt es sich für jedes einzelne Gestein, wie weit für dasselbe die heutige Beschaffenheit auf Rechnung des Alterns (oder der normalen Metamorphose nach einem von verschiedenen Autoren gebrauchten Ausdrucke) zu setzen ist. Eine Regel lässt sich darüber natürlich nicht feststellen, denn wir sahen oben, dass die Einwirkungen in sehr verschiedenem Grade statt finden müssen.

Wir können an dieser Stelle nur in allgemeinen Zügen eine Zusammenfassung der Ergebnisse zahlreicher Untersuchungen andeuten, die in dieser Richtung gemacht worden sind.

In nicht wenigen Fällen sind die verschiedenen Stufen allmählicher Umbildung ganz regelmässig mit dem Altwerden der Gesteine verknüpft: so werden die Anhäufungen pflanzlicher Massen unter fortdauernder Abgabe von Kohlensäuregas, Sumpfgas etc., auch von Kohlenwasserstoffen, welche bei der „Inkohlung“ in den alten Raum zurücktreten, immer gegen ein Aequivalent Kohlenstoffes mehrere Aequivalente Sauerstoff und Wasserstoff verlieren; sie werden dadurch mehr und mehr reinem Kohlenstoffe oder doch den „Cokes“ ähnlicher und verwandeln sich anscheinend regelmässig nach einander in Torf, Braunkohle, Schwarzkohle etc., auch in Anthracit (ob auch in Graphit?).

Mit ähnlicher Regelmässigkeit scheint Rhyolith zu

Porphyr, Andesit zu Porphyrit, Basalt zu Diabas zu werden etc.

Weniger einfach ist die Sache in vielen anderen Fällen. Liegt es auch nahe zu glauben, dass aus Thon bez. Mergel durch eine nur in Ausnahmefällen unterbleibende Umänderung Schieferletten, dann Thonschiefer, dann Glimmerschiefer, schliesslich Gneiss werden könne, so fehlt hier ein sicherer Halt. Es kann für die Umwandlung geltend gemacht werden, dass zwischen verschiedenen in engerem Lagerungsverbande verknüpften Gesteinen eine Correlation bezüglich der Stufe der vermutheten Umwandlung besteht, dass z. B. Braunkohle oder Torf nie in Thonschiefergebirgen auftreten, dass mit Gneiss nie gewöhnlicher Kalkstein noch Sandstein wechsellagert, sondern Marmor bez. Dolomit, Quarzit etc.

Aber die Annahme, dass die Umwandlung allmählich — nicht als Diagenese unmittelbar bei der Zusammenfügung des Stoffes — zustande gekommen sei, kann so nicht begründet werden. Und das um so weniger, weil wir so häufig Thonschieferstückchen in Grauwackenkonglomeraten, die mit ihnen wechsellagern, vorkommen sehen und nicht wohl denken können, dass ein kleines Stück Thon gerollt worden sei. Bei der Rollung und Gesteinszertrümmerung musste das Stück wenigstens schon hart gewesen sein. Dasselbe gilt für Rollstücke von Gneiss, Granit etc. mit abgeriebenen Feldspatkrystallen darin, wie man sie in sehr alten Konglomeraten kennt.

Wäre erwiesen, dass sich auf dem Wege des Experimentes Thonschlamm zu Gneiss umwandeln lässt, oder hätte man in Gneissgebirgen noch Schlammüberreste, welche der allgemeinen Veränderung entgangen wären, wie Glaseinschlüsse innerhalb der Konstituenten vulkanischer Gesteine, oder kennte man anch nur eine geotektonische Einzelmasse, die halb Gneiss, halb Thonschiefer wäre etc., dann stände die Meinung von metamorphischer Bildung des Gneisses auf dem Boden der Thatsachen. So ist diese Ansicht aber auf dem Wege der Speculation gewonnen. Weil man jetzt keinen Gneiss mehr an der Oberfläche der Erde sich bilden sieht, nur Thon etc.

den man in ältesten Gebilden vermisst, soll sich direkte Gneissbildung aktualistisch nicht erklären lassen. Das ist aber ein Trugschluss. Der Aktualismus behauptet nur die Konstanz des Bildungsgesetzes, nicht des Gebildes selbst, das ja mit gewissen Bedingungen sich anders gestalten muss. Es kann der Aktualist ebensolche Wechsel in der anorganischen wie in der organischen Welt anerkennen. So gut heutzutage Quarz, Feldspäte und Glimmer noch immer aus wässeriger Lösung entstehen, so wohl war es möglich, dass einst durch Diagenese mariner Sedimente Gneiss etc. entstand. Den thatsächlichen Beobachtungen der petrographischen wie der geotektonischen Verhältnisse entspricht die Annahme, dass wie in jedem Gestein, so auch im Thonschiefer, Phyllit, Glimmerschiefer, Gneiss etc. mancherlei Veränderungen in gleicher Weise wie in jedem älteren Gebilde durch die Bergfeuchtigkeit eingetreten sind, dass jedoch diese überall verbreiteten krystallinischen Schiefer und die mit ihnen innig verknüpften Massengesteine schon bei ihrer ersten Entstehung bez. Verfestigung andere Beschaffenheit als die heutigen Schlämme und Thone des Meeres besessen haben, und besonders einen höheren Grad von krystallinischer Ausbildung ursprünglich erhalten hatten. Die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus ist nicht eine wohlbegründete.

Aehnliches dürfte für diejenigen Fälle gelten, in denen man einen Regionalmetamorphismus annimmt, und sogar in vielen Verhältnissen, unter welchen man einen Kontaktmetamorphismus nachweisen zu können glaubt.

Regionalmetamorphismus wird beim Auftreten von eigentümlich ausgebildeten, zuweilen stofflich von der häufigeren Erscheinung der gleichzeitigen Sedimente erheblich abweichenden Schichtmaterialien in gewissen Landschaften angenommen. Im Unterharze finden wir z. B. am Südostrande einen unfern Wippra mehr als sechs Kilometer breiten Landstreifen, innerhalb dessen die unterdevonischen Schiefer eine ungewöhnlich phyllitische Ausbildung haben und meist sehr reich an Sericit sind; stellenweise tritt sogar, besonders bei Grillenberg, gneissartiges Gestein eingelagert auf. Das sonst seltene

manganreichere Silikat Karpholith (wesentlich $H^4 Mn Al^2 Si^2 O^{10}$) findet sich massenhaft auf einem von Greifenhagen und Gräfenstuhl bis Agnesdorf und Breitungen verlaufenden Streifen. Albit und Quarz führende Gangspalten sind in den sericitisch phyllitischen Schiefern häufig und erstrecken sich noch über die Zone derselben 2—3 Kilometer weiter in die Schiefer von gewöhnlicher Beschaffenheit hinein. Auch die Diabase und deren Begleiter tragen in diesem phyllitischen Gebiete einen anderen als den gewöhnlichen Habitus.

Es zeigt sich auch am Taunus eine eigenartige sericitische, phyllitische und zuweilen gneissartige Ausbildung von unterdevonischen Gesteinen, wobei Einlagerungen von augitführenden Schiefern und anderen eigentümlichen Gebilden wahrnehmbar sind. Auch dort, wie am Unterharze besteht eine ziemlich durchgreifende Lagerungsreihe dieser Gesteine und auf dem engeren Gebiete vermag man nach dem Gesteinscharakter sowohl die normale Lagerung als auch einige Unregelmässigkeiten festzustellen.

In anderen Landschaften sind jüngere Gebilde in ungewohnter Ausbildung vorhanden: wir erinnern nur an die Flyschregionen, an das Verrucanogebiet etc. etc. Die Flyschbildung hat man auf die verschiedenste Weise zu erklären versucht, meist aber dafür im Gegensatz zu anderen ungewöhnlichen Ausbildungsweisen eine ursprüngliche Entstehung angenommen.

Die Theorie des Regionalmetamorphismus setzt nun voraus, dass in manchen von diesen Gegenden die Gesteine ursprünglich dieselbe Beschaffenheit gehabt haben wie in den benachbarten Landstrecken, dass die Verschiedenheit also einer Umwandlung zu verdanken ist. Als Grund einer solchen Umwandlung ist etwa Durchfeuchtung mit Wasser von besonderer Beschaffenheit denkbar, das durch irgend welche darin enthaltene oder absorbirte Stoffe teils auflösend, teils Mineralien erzeugend wirkte; es könnte also beispielsweise die ungewöhnliche Beschaffenheit der Taunusschiefer mit den zahlreichen Thermen an und in diesem Gebirge zusammenhängen. Am Unterharze,

wo die Albit- und Quarzausscheidungen auf vormalige Anwesenheit von anderen in der Erde cirkulierenden Gewässern hindeutet, als sie in den von Albitgängen freien Teilen des Gebirges existirten, ist die gleiche Erklärung statthaft.

Indes muss man sich daran erinnern, dass der Unterschied zwischen den Phylliten etc. des südöstlichsten Unterharzes und den Thonschiefern und dergleichen benachbarter Partien nicht grösser ist als der zwischen den gleichwertigen Erscheinungsformen des oligocänen Flysches der Voralpen und der oligocänen Thonmergel des Jura; oder zwischen den verschiedenen Formen, unter denen Neocommassen in den Alpen und ihrer Umgebung auftreten. Es ist daher auch die Möglichkeit einer ursprünglichen Verschiedenheit der Ausbildung in den Fällen des behaupteten Regionalmetamorphismus zu beachten, und es wird vorsichtig sein, nur dort denselben anzunehmen, wo aller Zweifel an einer stattgefundenen Umwandlung unmöglich ist.

Kontaktmetamorphismus heisst die an der Grenze mit einem anderen Gesteine eingetretene Umwandlung einer Felsart. Man findet in Berührung mit Laven nicht selten Gesteine in verändertem Zustande. Thon oder Lehm, über welchen Lava sich ergossen hat, ist z. B. hart und rot gebrannt, und man bemerkt deutlich, wie diese Einwirkung sich auf die nächste Umgebung des Lavenstromes beschränkt, etwa 1 m weit nach unten hin reicht, wo der Lavastrom ca. 20 m mächtig ist, und minder tief eingreift, wo die Lava geringere Mächtigkeit hat, dagegen unter einer Stelle der Stromanstauung mehrere Meter stark wird. (Mala bei Haria auf Lanzarote etc.)

Aehnliche Einwirkung zeigt sich auf andere Gesteine, z. B. auf Thonschiefer, die auch rot gebrannt werden, wie z. B. im Liegenden des Stromes der Hannebacher Lei bei Andernach 1860 eine Rötung über 1 m weit im Thonschiefer erkennbar war. Sandsteine sind in Berührung mit Laven zuweilen ähnlich wie die zum Bau von Glashütten, Hochöfen und dergl. verwandten Stücken

solcher Felsart gefrittet und stengelig bis säulenförmig abgesondert (z. B. an der Stopfelskuppe bei Eisenach etc.).

Altberühmt ist die Kontaktwirkung der Eruptivmassen am Meissner in Hessen auf die Braunkohlen, welche dadurch anthracitisch geworden (verkokt) und zum Teil in kleinsäulig abgesonderte, mehr den Schwarzkohlen als normalen Braunkohlen gleichende Massen übergeführt sind. Aehnliches ist von Braunkohlen anderer Orte und von Steinkohlen (Altwasser) bekannt.

Gänge und Injektionen von verschiedenerlei Laven haben oft Kontaktwirkungen ausgeübt.

In Deutschland sind solche am leichtesten zu beobachten an den paläozoischen Schiefern, welche am Harze, im Voigtlande und am Fichtelgebirge, sowie im Lahngebiete zahlreiche Durchsetzungen und Einlagerungen von Diabasen und ähnlichen Gesteinen zeigen. Am Harze sind die auffälligsten dieser Kontaktgebilde von Zincken als Desmosite (wegen der Bänderung, die in den Farben zuweilen stark hervortritt) und als Spilosite (mit grossen auffallenden Flecken gezeichnete Gesteine) beschrieben worden. — Am Fichtelgebirge etc. sieht man häufiger porcellanjaspisartige Kontaktgesteine, die bei kleineren Partien der Injektion nur 2—3 cm breite Zonen oder Höfe um das altvulkanische Material bilden und dann allmählich in die gewöhnlichen Schiefer übergehen.

Neben vulkanischen Massen beobachtet man hier und da auch an Kalksteinen auffallende Erscheinungen. Bei Gröden in Tirol, in den Pyrenäen, bei Christiania und auf Skye findet man Kalksteine am Kontakt in körnigen Marmor verwandelt. Ob diese Umbildung wie bei Rose's Versuchen auf einer molekularen Umlagerung in der Hitze unter Mitwirkung starken Druckes beruht, oder auf einer Austreibung der Kohlensäure durch die Hitze und spätere allmähliche Rückkehr derselben mit der Bergfeuchtigkeit, durch welche der entstandene Aetzkalk wieder zu Kalkspat wurde, bleibt zweifelhaft. Mitten im kleinen Vulkane des Breisgaus, im Kaiserstuhl zeigt sich der krystallinische Kalkstein von Scheelingen, welcher durch das Vorkommen eingesprengter seltener Mineralien be-

rühmt ist. Von vielen Geologen wird dieses Marmorvorkommen als ein- durch Kontaktwirkungen veränderter Jurakalkstein bezeichnet. Die seltenen Mineralien im Marmor dienen mit als Beleg für diese Ansicht, denn die Kalksteinblöcke der Somma am Vesuv — alte Auswürflinge — enthalten analoge Silicate, welche der Thätigkeit des Vesuv, bezüglich der Vulkandämpfe ihr Dasein zu verdanken scheinen.

So wird auch das Auftreten von manchen ähnlichen Mineralien in Marmor und Kalkstein im Monzonigebiete des südlichen Tirol als Kontaktwirkung der dortigen Eruptivgebilde gedeutet.

Sehr auffallende Zonen eigentümlich ausgebildeter Gesteine umrahmen in verhältnismässig vielen Fällen Stöcke von Granit oder Syenit, Nephelinsyenit etc., welche in Thonschiefergebieten auftreten. Am Harz sind die betr. Gesteinsabarten seit langer Zeit als Hornfels beschrieben und untersucht worden. Der Hornfelsgürtel ist an dem Nordrande der Harzer Granitstöcke in schmalerem Streifen als an deren Südrande vorhanden, da die Massen schiefe Sättel mit steilerem Nordflügel, flacherem Südflügel, bilden und der Granit den Gewölbekern darstellt. Da aber Unregelmässigkeiten vorkommen, ist nicht nur das unterste der Schichtenglieder des Hercyn (des Harzer Unterdevon) mit dem Granit in Berührung, sondern auch viel höhere Schichten, es giebt Hornfels der nach Material und Gefüge ursprünglich verschiedenen Gebilde, die auch als Hornfelsabarten sich unterscheiden lassen.

Um die granitischen Stöcke vom Hennberge bei Weitisberga, vom Burgberge bei Neustadt am Rennstiege, um die von Falkenstein und Lengenfeld im sächsischen Voigtlande, die von Eibenstock, Oberschlema und Aue im Erzgebirge, die von Barr-Andlau und des Hochwaldes in den Vogesen ziehen sich Kontakthöfe, deren mehrere noch in verschiedene Zonen petrographisch unterschiedener Massen zerfallen. Analoge Erscheinungen sind vom Adamellostock in Südtirol, von der Gegend von Christiania, von Elba, von Calabrien, von den Pyrenäen, von der

Serra de Monchique und Serra de Foya in Südportugal, von Swifts Creek in Australien etc. etc. beschrieben worden.

In den genannten und in zahlreichen anderen Fällen handelt es sich nicht immer um schmale, höchstens einige Meter mächtige Bänder veränderten Gesteines, wie es im Kontakt mit Laven verschiedenen Alters und verschiedener Zusammensetzung häufig wahrgenommen wird, sondern zuweilen um Partien von mehreren hundert Metern Mächtigkeit und mehreren Kilometern Breite im Ausstreichen. Einzelne dieser Kontakthöfe enthalten Gesteine, deren mineralogische und chemische Natur von der der gewöhnlichen Thonschiefer ihrer Gegenden abweicht, z. B. durch das Auftreten des Bors, das sich im Turmalin verkörpert. Hierdurch wird die Erklärung der Erscheinung schwierig, und zwar um so mehr, weil alle von Kontakthöfen umgebenen Granite unter abnormen Lagerungsverhältnissen auftreten, von den Thonschiefern gewissermassen eingeklemmt und in dieselben eingepresst erscheinen. Diese Lagerungsverhältnisse sind analog dem Auftreten älterer Gebirgsmassen zwischen jüngeren, z. B. dem Aufragen des dem unteren Oberdevon angehörigen Iberges bei Grund am Harze aus dem Culm jener Gegenden — oder der Einklemmung der inselartig hervortretenden cambrischen Massen bei Probstzella und Lauenstein aus viel jüngeren devonischen und silurischen Massen, oder den Erscheinungen mancher „Klippen“ in subalpinen und dem Karpathenrande angehörenden Landschaften.

Dennoch weichen die betreffenden Granitinseln der Thonschiefergebirge in gar manchen Dingen von den eingeklemmten Sedimenten ab, und zwar namentlich dadurch, dass eben die Kontakthöfe auftreten und dass in diese hinein — zuweilen sogar noch höher in die aufgelagerten Schichten — Gänge eingreifen, welche mit dem Granite zusammenhängend erscheinen. Manche derselben sind direkt als Granitgänge beschrieben worden; sie enthalten in der Regel nicht Gebirgsgranit sondern Pegmatit; jenes Mineralaggregat der granitbildenden Mineralien, welches gewöhnlich durch seine Struktur, besonders durch

das Anhaften seiner Krystalle an bestimmte Anfangspunkte, die zum grossen Teil an den Gangwänden sich finden, seinen Ursprung aus wässerigen Lösungen wahrscheinlich macht. Für diese Auffassung sprechen dann auch andere Verhältnisse, z. B. die fast gleichzeitige Bildung von Quarz und Feldspäten (Schriftgranit), welche im Gegensatz zu dem Verhalten der Mineralien im Gebirgsgranit steht; dann die häufige Anwesenheit von Mineralien, wie Turmalin etc., welche dem Gebirgsgranit fehlen etc. Jene Gänge zeigen auch zuweilen ein porphyrähnliches Material, so der von Lossen beschriebene Bodegang am Harz. Nahe der Hornfelsgrenze enthält übrigens der Brockengranit des Harzes — z. B. an der steinernen Renne — Einschlüsse, die man nicht anders denn als Hornfelseinschlüsse bezeichnen kann. Bedenkt man, dass die zonale Struktur granitischer Feldspäte nur entstehen konnte, wenn zur Zeit der Bildung der Krystalle diese allseitig zu wachsen in der Lage waren, dass also der Granit, obwohl ihm Glasrückstände und Fluktuationsstruktur fehlen, dennoch als einstmals plastisch gedacht werden muss, so scheint es, dass plutonischer Granit jene Kontakterscheinungen bewirkt habe.

Die Möglichkeit einer anderen Erklärung liegt allerdings vor. Haben sich die betreffenden Thonschiefer auf einer unebenen, durch Inseln, Klippen etc. unterbrochenen Unterlage archäischen Granites und zum Teil auf Kosten dieser abgesetzt, so würden in nächster Umgebung des Granites Schiefer von etwas anderer Beschaffenheit als anderwärts — und zwar an krystallinischen Silicaten reichere [1]) Schiefer sich gebildet haben können. Bei späteren Lagerungsstörungen und Pressungen würde ein Teil des Granites zermalmt und dadurch oberflächlich in einen halbplastischen Zustand gebracht, auch der auflösenden Kraft der Gewässer stark ausgesetzt worden sein, so dass eine Wiederverfestigung des zu Grus zermalmten

[1]) Dass Arkosen, welche auf Granit abgesetzt sind, zuweilen zum Verwechseln den Graniten ähnlich sind, ist bekannt; ebenso das abnorme, phyllitähnliche Aussehen von manchen Schieferthonen des Rotliegenden, welche auf Granit lagern.

Granites und eine Erhärtung der aufgelagerten Schiefer durch eindringende Silicatlösungen eintreten konnte, welche in Spalten die granitähnlichen Mineralaggregate auskrystallisieren liessen.

Die in den Hornfelsen etc. massenbildend auftretenden Silicate sind solche, deren Entstehung gewöhnlich aus Wasser erfolgt ist: Andalusit, Glimmer, Quarz, Granat, Epidot etc. Bergfeuchtigkeit kann in die Schiefer leicht tief eindringen, während man von Dämpfen kaum zu glauben vermag, dass sie, ohne sich vorher zu kondensieren, Hunderte von Metern von Gestein so durchdringen, dass auch ausserhalb von Spalten und offenen Porenzügen Mineralbildungen erfolgen. Die Dämpfe, die wir uns von heissem Granit ausgehend zu denken Grund hätten, dürften überdies eine geringere Lösungs- und Umbildungskraft besitzen, als wässerige Flüssigkeiten, die aus dem Granit stammende Stoffe enthalten. Viele Schiefer werden durch solche Lösungen weder neue Elemente zugeführt bekommen, noch erhebliche Veränderungen in den relativen Mengen derselben erleiden, wiewohl die Flüssigkeiten die Verbindungsweise ändern: eine Modification, die sich der Erhärtung losen Kalkschlammes oder Kalksandes zu festem Kalkstein oder der ursprünglichen Entstehung krystallinischer Schiefer auf diagenetischem Wege anreiht.

Auf die Wirkung solcher Silicatlösungen an Gesteinsgrenzen sind Hornfelsbildungen auch aus dem Grunde am besten zurückzuführen, weil eine eigentliche Glutspur in keiner Weise erkennbar ist. Die örtliche Verteilung von hornfelsähnlichem Gestein längs eines kleinen Teiles (ca. 1/5) der oberen und der unteren Grenze einer eigentümlichen grobkörnigen basischen Lava aus der Zeit der unteren Abteilung des Mittelrotliegenden beim mittleren und vorderen Hühnberge und beim Nesselhof im Thüringer Walde kann kaum anders als durch den Einfluss wässeriger Lösungen erklärt werden. Die Tränkung und Durchfeuchtung der Gesteine mit solchen konnte recht wohl auf einen verhältnismässig schmalen Gürtel beschränkt wirken; alle anderen umwandelnden Faktoren würden

ihre Einwirkung auf die gesamte Erstreckung des einst glutflüssigen Gesteines ausgedehnt haben. Obendrein würde ein Oberflächenerguss, wie er dort vorliegt, nur sein Liegendes, nicht zugleich sein Hangendes umgestaltet haben, während Quellen nach unten wie nach oben sich verbreiten.

Solche Quellenwirkung und Durchfeuchtungswirkung haben wir noch bei einer Menge von Umgestaltungen, welche örtlich auftreten, anzunehmen Anlass.

Dahin gehören: nachträgliche Dolomitisation von Kalksteinen; Verkieselungen und Vererzungen etc.

Neben der ursprünglichen Dolomitbildung, welche wir allem Anscheine nach als einen ziemlich häufigen Vorgang anzusehen haben, der zuweilen im Meere, öfters in Salz und Gyps oder Anhydrit ausscheidenden Wasserbecken stattfindet, scheinen zwei Arten von Dolomitisierung von Kalksteinen häufig vorzukommen.

Die eine ist die allmähliche Auslaugung von leichter löslichem Kalkspat aus Bitterspat führenden (dolomitischen) Kalksteinen. Hierauf scheint die Porosität vieler Dolomite, das häufige Vorkommen von Höhlen in anderen zu beruhen. Ausserdem kommt aber die Einführung gelöster Magnesiasalze in Kalksteine und gleichzeitige Fortführung von Kalksalzen zuweilen in Betracht. Aus der Nähe der Kissinger Quellspalten lehrte u. a. Beyrich so entstandenen Dolomit kennen. Der Vorgang scheint übrigens auch in grossem Masse zu erfolgen.

Bei Göpfersgrün unweit Wunsiedel liegt ein grösseres Marmorlager im Gneiss bez. Gneissglimmerschiefer. Ein Teil der nach Osten von Wunsiedel belegenen Partie desselben ist mehr oder minder dolomisiert, und bei Göpfersgrün ist der Dolomit wieder — unter teilweiser Erhaltung der körnigen Struktur und der Spaltbarkeit — in Speckstein umgewandelt, wobei auch die im Dolomit als auf Klüften aufgewachsene Krystalle vorhanden gewesenen

---

[1]) Die frühere Theorie der Dolomitbildung durch Dämpfe, welche bei Eruptionen gewisser schwarzer Porphyre etc. hervortreten sollten, widerstreitet so sehr allen Erfahrungen über die dampfförmig in der Natur auftretenden Stoffe, dass sie nur noch historisches Interesse hat.

Quarze von der Umbildung ergriffen wurden, so dass sie als Pseudomorphosen vorhanden sind.

Verkieselungen, die nicht selten auf Kosten organogenen Opals — der dabei in Quarz und Chalcedon übergeht, erfolgen, sind in manchen Kalksteinen nicht seltene Erscheinungen. Oft verkieseln nur einzelne Petrefakten, oder bestimmte Lagen innerhalb der Schichten. — Von hohem Interesse ist die Verkieselung von vulkanischen Materialien, Laven (bez. deren Zersetzungsprodukten). Auch hier handelt es sich zuweilen um ein anfängliches Opalvorkommnis, während später Chalcedon und Quarz sich in grösserer Menge einfinden. Solche Verkieselungen treten auch in vulkanischen Tuffen in ansehnlicher Weise auf (z. B. auf der Akrotiripartie der Cycladeninsel Thera [Santorin]).

Von den Vererzungen, durch welche meistens Kalksteine — besonders auch Oolithe — verändert werden, erscheinen manche als diagenetische, dem Absatze bald nachfolgende und gewissermassen mit ihm gleichzeitige Vorgänge. Schwerlich wird man eine lange Zwischenzeit annehmen dürfen zwischen der ersten Sedimentierung und der Vererzung verschiedener Zechsteinbildungen, wie z. B. der Camsdorfer Eisensteinflötze, oder zwischen der Zeit des Absatzes rogensteinähnlicher Kalke im Arietenniveau des Lias bei Harzburg und der Umwandlung dieser Gebilde in Roteisenstein, in Brauneisenerz etc. Eine Reihe von Vererzungen alter Kalksteine wird aber gewissermassen noch im Entstehen beobachtet, Kalksteine hohen geologischen Alters z. B. silurische verwandeln sich noch fortdauernd.

Eine Menge von Umwandlungen erfolgen augenscheinlich unter der Mitwirkung starker Pressung. Es ist eine wohlbekannte Thatsache, dass durch solche auch feste Körper eine Molekularumlagerung erfahren. Es gelingt leicht mit einem scharfen Messer, das man senkrecht auf eine Rhomboederpolkante von Kalkspat quer aufsetzt, die Teilchen des Carbonates so umzulagern, dass sie eine Zwillingsstellung gegen den Rest des Krystalles (nach — $\frac{1}{2}$R) einnehmen. Auch in der Zange oder Presse

kann man Zwillingsbildung an einem Kalkspat hervorrufen und ähnlich an anderen Mineralien, bei denen dann zum Teil Gleitflächen hervortreten.

Durch Gebirgsdruck scheint nicht selten eine ähnliche „tektonische Metamorphose“ erzeugt zu werden, wie sie im Gletschereise bez. Firn bei der Körnung oder Kornbildung eintritt: kleine Höhlungen werden von der gepressten Masse geschlossen und diese wird dabei mehr und mehr grobkörnig krystallinisch. Ob dabei auch der kleinen Menge Bergfeuchtigkeit eine Rolle zufällt, wie der geringen Menge durch den Druck erzeugten Schmelzwassers im Eise, bleibt zweifelhaft. Grobkörnige Ausbildung von Gyps, von Steinsalz, von Marmor und von manchem Dolomitvorkommen erklärt sich wahrscheinlich so, wo solche Gesteine in stark aufgerichteten und gefalteten Lagen auftreten. Wie weit wir einen solchen Stauungsmetamorphismus für Silicatgesteine anerkennen dürfen, wird noch die Zukunft lehren. Für dichte Gesteine, welche schon völlig hart sind, wird die Möglichkeit bruchloser Faltung durch Druck von A. Heim behauptet, von anderen bestritten. Eine gewisse Massenverschiebung dichter, gepresster Gesteinsmassen dürfte bei den bekannten „Geröllen mit Eindrücken“ unverkennbar sein.

Hingegen lassen sich sehr gewichtige Bedenken gegen die neuerdings oft vorgetragene Lehre von der Umbildung alter Augitgesteine (Diabase) zu Hornblendegesteinen (Dioriten), die durch den Gebirgsdruck erzeugt sein sollte, geltend machen. Augit und Hornblende haben fast gleiche Zusammensetzung: wie aber durch eine Pressung aus dem specifisch schwereren, dichteren Mineral das specifisch leichtere, ausgedehntere werden soll, ist kaum zu verstehen.

Geomechanik oder physikalische Geologie.

1. Ueberblick.

Aufgabe der Geomechanik ist die Erforschung der Gesetze und Erscheinungen, welche beobachtet werden, wenn feste Massen unseres Planeten sich bewegen, ihren Ort verändern oder ihre Stellung und Lagerung anders gestalten. Um eine völlige Ortsveränderung handelt es sich bei einer grossen Anzahl von Vorgängen, die eine Verkleinerung der örtlich vorhandenen Gesteinsmassen und eine entsprechende Umgestaltung der Oberfläche zur nächsten sichtbaren Folge haben: bei den Erosionen.

Andere Bewegungen äussern sich vorwiegend durch Faltung, Biegung, Zerreissung und Verwerfung von Schichten, sowie zugleich durch ein Auf- oder Niedersteigen von Stücken der Erdoberfläche, welche im Verhältnis zum Meeresspiegel gehoben oder gesunken erscheinen. Bei der vulkanischen Thätigkeit finden wir Bewegungen glutflüssiger Gesteine. Endlich kommen Schwingungen grösserer und kleinerer Massen der festen Erde: Erdbeben, vor, nach deren Ablauf zuweilen alle bewegt gewesenen Teile in die frühere Gleichgewichtslage zurückzukehren scheinen, während in anderen Fällen eine neue Gleichgewichtslage durch die Bewegung hervorgebracht wird. Hiernach zerfällt die Geomechanik in vier Abschnitte.

2. Erosion durch Wind und fliessendes Binnenwasser.

Durch den Einfluss von Winden, von Wasser, von Eis oder auch durch die Wirkung der Schwerkraft auf

das Gestein werden Stücken von solchem oder wässerige Lösungen seiner Substanzen von Ort zu Ort getragen. Dieser Transport wird in der Regel vorbereitet durch den Einfluss von Temperaturänderungen, durch etwaiges Gefrieren kleiner Feuchtigkeitsmengen in den Spalten und Poren, ferner durch wechselnde Befeuchtung und Austrocknung, auch durch Einwirkung von Organismen. Hervorragende Partien der Erdoberfläche werden durch Erosion stets verkleinert, seltener aber auch in den Vertiefungen Massen fortgenommen. Hier findet im Gegenteil meistens der Absatz der anderwärts hinweggeführten festen Teile und chemisch aufgelöst gewesenen Partikel statt, wie oben schon ausgeführt wurde. Erosion und Sedimentbildung würden zusammenwirkend eine Nivellirung aller Unebenheiten der festen Erde hervorbringen können, wirkten nicht Hebungen und Senkungen sowie vulkanische Thätigkeit dem entgegen. Im allgemeinen ist anzunehmen, dass stets ebensoviel Material durch Sedimentbildung abgesetzt als durch Erosion gleichzeitig abgetragen wird, obgleich die abgerissenen festen Teilchen gewöhnlich vor ihrer Neuablagerung chemisch verändert und in ihrem Volum vergrössert oder verkleinert werden. Die Natur arbeitet hier offenbar nach dem Grundsatze der Erhaltung der Kraft und des Gleichgewichtes.

Der **Wind** ist ein Erosionsfaktor, welcher sehr oft unterschätzt worden ist, weil er nur selten andere [1]) als feinverteilte Körper: Sand oder Staub trägt. Dennoch ist seine Rolle eine grosse. Der Staubtransport ist überall, wo es zu einer vollen Wirkung des Windes auf den trockenen Erdboden kommen kann, wo also die Vegetation nicht ein Hemmnis ist und wo nicht wegen vorhandener Feuchtigkeit etc. der Staub selbst fehlt, ein sehr erheblicher. Man beobachte, wie kurze Zeit dazu gehört, an

[1]) Karl Ritter berichtet in seinen Reisebriefen (Karl Ritter, ein Lebensbild, nach seinem handschriftlichen Nachlass dargestellt von Dr. G. Kramer, Halle 1875, zweiter Teil S. 52) über eine Wahrnehmung, die er beim Aufstieg nach Phira, der Hauptstadt von Santorin, machte: ... Der Weg (führt) über ... Steilwände empor, auf lauter Rapilli und Bimssteingeröll, über das bei manchem heftigen Windstoss ganze Felsmassen herabstürzen, welche nicht selten die untenliegenden Hütten ... bedecken. Als wir im Hafen landeten, kam ein solches Donnergepolter eben mit dicker Staubwolke hinab; wir dachten, es sei ein Erdbebenstoss.

manchen Stellen der Strassen einer Stadt Staublagen zusammenzubringen, die durch mehrstündige Arbeit wieder entfernt werden müssen!

Der Wind, welcher Staubteile und kleinere Sandkörnchen an zahlreichen Stellen emporwirbelt oder nahezu parallel dem Boden fortführt, nimmt aber nicht nur Staub mit sich, den er vorgefunden (als Erdkrume, als Verwitterungsrinde etc.) oder den ihm die Tritte einer Tierherde bereitet haben; sondern er erzeugt auch solchen mit Hilfe der harten, festen Teilchen, welche er trägt. Wir können in Norddeutschland die grossen erratischen Blöcke an den Wegen, Brückenpfeilern etc. nicht betrachten, ohne wahrzunehmen, dass sie fast alle auf der nach der herrschenden Windrichtung (meist Nordwest) liegenden Seite hin eine eigenthümlich flachgrubige Oberfläche und einen stärkeren Glanz als leewärts zeigen. Gibt es auch solche Feldsteine, bei denen das erwähnte Verhältnis nicht wahrnehmbar ist, so kann man die Ursache ihrer Rauhigkeit fast jedesmal erkennen. Sobald ein erratischer Block eine längere Reihe von Jahren unverändert liegen geblieben, fehlen ihm diese Spuren der Winderosion nicht. — Anstehende Felsen in waldarmer Gegend zeigen dasselbe in stärkerem Masse: (Hohburger Porphyrkuppen etc.). Die „Sandschliffe“ (sand cuttings), je nach dem Gestein selbst etwas wechselnd, sind in den kahlen Teilen der Mediterrangebiete, besonders wo der Passat herrscht, sehr verbreitet.

Die an sich erdigen und beweglichen Teile sind natürlich am meisten der Winderosion ausgesetzt und verfallen ihr, wenn kein Schutz durch Vegetation und durch Feuchtigkeit gegeben ist. Der Wind ist es, der die nackte Kahlheit vieler Berggipfel erhält; mag auch die Verwitterung hier lockern Boden schaffen wollen, der Wind duldet es nicht. Hier findet nicht einmal der Regen mehr etwas zum Abschwemmen. Wind und Armut der Vegetation erhalten das starrende Aussehen vieler Lavenströme; die gleiche Ursache erzeugt in Kalkgebirgen zahlreiche Steinwüsten (Hammadas). In regenarmen Gebieten kann es nur der Wind sein, welcher die Stein-

blöcke: „aus der Erde wachsen“ lässt, wie die Leute sagen. Menschen aber haben oft die Walddecke beseitigt, welche Humusboden festhielt.

Indirekte Erosionswirkung übt der Wind in vielen Waldgegenden, wenn solche durch Windbruch verheert werden und die mit den Wurzeln herausgerissenen Erd- und Steinmassen für lange Zeit als kleine Hügel erkennbar bleiben. Dass in unseren deutschen Mittelgebirgen die Berghänge an vielen Stellen von 10—15 m mächtigen Schottermassen bedeckt sind, rührt hauptsächlich von solcher indirekten Winderosion her.

Während die Erosion durch Wind grosse Flächen abzufegen vermag, also mehr auf eine gleichmässige Erniedrigung höherer Teile des Landes hinarbeitet, ist **strömendes Wasser** der Erzeuger rinnenförmiger Eintiefungen, es ist der Thalbildner schlechtweg, denn wo andere Verhältnisse etwa Vertiefungen zwischen Hervorragungen schaffen oder übrig lassen, da sind es immerhin erst die fliessenden Gewässer, die daraus wirkliche Thäler gestalten; möge es sich um die Kratere oder um die intercollinen Räume der Vulkane, um Einsturz- oder Einsenkungsflächen oder um Schichtenmulden handeln. Eine Vergleichung auf grössere Länderstrecken hin zeigt bei aufmerksamer Beobachtung gar bald, wie untergeordnet solche eben aufgezählte Vertiefungen anderer Art gegenüber den Erosionsthälern vorkommen; wie klein sie meistens neben denselben bleiben. Es ist auch nicht schwer einzusehen, dass eine einmalig wirkende Ursache, wie sie den meisten jener anderen Bodenaustiefungen zu Grunde liegt, in ihren Erzeugnissen hinter den stets sich wiederholenden und ständigen Kraftäusserungen der Erosion durch fliessendes Wasser zurückzubleiben pflegt.

In junges Land, das eben erst durch einen vulkanischen Ausbruch geschaffen, durch Hebung dem Meeresgrunde entrückt oder sonst einem Wasserbecken abgewonnen ist, greift die Bildung von Erosionsrinnen nicht tief ein; je älter aber ein solches Land wird, um so öfter und länger hat es den Angriff durch die Erosion erlitten und trägt die Spuren des Kampfes mit derselben.

Anfangs ohne erhebliche Rinnen gewinnen die alternden Festlandmassen erst steilwandige Schluchten, dann breitere Thäler, deren Grund sich mehr und mehr mit jüngerem Sediment zu füllen pflegt; bisweilen wird aber zuletzt durch Abtragung der Höhen zwischen den Thälern wieder eine Ausebnung durch die Erosion bewirkt. Achtsame Beobachtung dieser Verhältnisse ist besonders wichtig in Gebirgen, in welchen, wie in Vulkanen, ältere und neuere Gebirgsteile sehr oft innig verschmelzen oder beim Studium einzelner Thäler, die ja fast alle aus älteren und jüngeren Teilen bestehen.

Am kräftigsten wirksam bei der Erosion ist der Regen, sowie die unmittelbar von demselben erzeugten Wildbäche, Ueberschwemmungsfluten etc.

Viel untergeordneter ist die Leistung von Quellen, Bächen, Flüssen und Strömen, obgleich diese nicht selten durch Wildwasser und Schmelzwasser von Schnee und Gletschereis eine besondere Verstärkung erhalten. Der Einfluss dieser beständigeren Gewässer ist allerdings in manchen Einzelfällen ein mehr in die Augen springender, z. B. wo ein breiter Strom durch flaches Land fliesst und an seinen Ufern nagt.

Wahrscheinlich hat die Unterschätzung der Erosionskraft des Regens zu den Zweifeln mancher Geologen und Geographen an dem alten Satze: „Decursus aquarum vallem fecit“ geführt. In Landschaften ohne grosse Ströme sind bedeutende Thalrinnen und tiefe Kesselthäler: weil hier der Strom fehlt, glaubte man eine andere Ursache der Thalbildung suchen zu sollen, als das fliessende Wasser, statt einfach zu überlegen, dass ein Strom doch eigentlich nur ein Ueberbleibsel des Regenwassers ist, von dem er ja herstammt, wenn auch ein Teil seines Wassers erst unterirdisch geflossen ist, durch Gesteinslagen filtrirt wurde und Zeit brauchte, um wieder zur Oberfläche zu kommen. Es ist aber seit den von Perrault 1668 und später von Mariotte angestellten Beobachtungen wohlbekannt, dass in den Flüssen höchstens $^1/_4$ bis $^1/_6$, meist noch weniger, von dem im Laufe eines Jahres auf das Flussgebiet niedergefallenen atmosphärischen Wasser im gleichen Zeitraum

wieder hinwegfliesst. Und es leuchtet ein, dass die gesamte Regenmenge erodirend wirkt. Es ist also nicht schwer zu erklären, dass die Wirkungen des Regens in Landschaften, denen beständig fliessende Bäche und Flüsse fehlen, dieselben sein können wie in Gebieten mit dauernder Entwässerung, nur vielleicht um ein Zeitbruchteil langsamer den gleichen Grad erreichen, was aber bei den geologischen Beobachtungen wenig in Betracht kommt.

Der Regen wirkt natürlich verschieden je nach seinen besonderen Verhältnissen, je nachdem er Sprühregen, Regenschauer, Schlagregen, Wolkenbruch etc. ist, und nach denen des Bodens auf welchen er fällt. Ist dieser z. B. ungewöhnlich trocken und staubig, so führt sogar ein gelinder Regen sehr viel feine Teilchen fort; ebenso ist der Transport erdiger Partikel ein starker, wenn der Regen auf einen schlammartig durch vorherige Niederschläge erweichten Boden fällt im Gegensatz zu dem stärkeren Widerstand den mässig feuchtes Land der Abschwemmung leistet, obgleich gerade da, wo die Erdoberfläche lange durchfeuchtet ist, sich das Wasser an chemisch gelösten Salzen anreichert, so dass Kalksteine, Gyps etc. in feuchten Landschaften viel an Masse verlieren.

Schon die geringen Wassermengen kleiner Regengüsse äussern eine sehr erhebliche Wirkung namentlich auf kahlen oder wenig bewachsenen Boden; wir finden nach solchem Regen zusammen geschlämmte Feinerde, sehen Steine aus erdiger Umhüllung herausgewaschen etc. War der Regen etwas stärker und anhaltender, so beobachten wir an geeigneten Orten noch deutlichere Spuren der Wegführung von erdigen und sandigen Teilen. Kleine Steine haben häufig die darunter befindliche Erde geschützt, sie stehen auf kleinen Säulen [1]) feuchter Erde und lassen in ähnlicher Weise eine Berechnung der fortgeführten Massen zu, wie die Pfeiler, welche von den

[1]) Analog diesen kleinen Erdpfeilern unseres mitteldeutschen Feldbodens und unserer Hänge und Wege sind die grossen, vielleicht jahrzehntelang fortgesetzte Arbeit der Regengüsse messenden Erdpyramiden von Bozen, die auch bei Phira (Santorin) in vulkanischem Tuff und ähnlich auf Gomera und andern Orten bekannt sind.

Arbeitern bei Wegeausschachtungen ausgespart werden. Man kann sich leicht überzeugen, dass in unseren mitteldeutschen Gebirgen an vielen Stellen ein etwa 10—12 stündiger Regen ungefähr 3 cm hohe Erdsäulchen stehen lässt; stehen diese nun auch dicht gedrängt, so kann man doch die örtliche Abtragung in der angegebenen Zeit auf etwas über 1 cm schätzen. — Wer bei mehrstündigem Regen über verschiedene Gesteinsarten hinweggeht, überzeugt sich leicht von der verschieden starken Einwirkung der Regenerosion auf diese Massen: man sieht z. B. in Thüringen von Thonschiefer, Porphyr, Porphyrit, Granit etc. ein zwar getrübtes, aber meist noch durchsichtiges, also den Grund sichtbar lassendes, Wasser abfliessen, wenn von den Schiefern und Sandsteinen des Rotliegenden ein graues, undurchsichtiges, schlammiges Wasser, und von den mittleren Schichten des Buntsandsteins ein gelber, fast breiiger Schlamm oder lehmiger Sand herabrieselt. — In den Feldern und Weinbergen sind die zerstörenden Wirkungen vieler stärkeren Regengüsse, Gewitterschauer und besonders sogenannter Wolkenbrüche eine nur zu wohl bekannte Gefahr, welcher man oft machtlos gegenübersteht. Wenn z. B. ein solches Ereignis einen Wasserriss von 100 m Länge, 2 m oberer Breite und 1 m Tiefe erzeugt, wie es gar nicht selten in manchen mitteldeutschen Sandgegenden geschieht, so fehlen gewöhnlich dem Grundbesitzer die Mittel, die herausgeschwemmten ca. 100 Kubikmeter oder ca. 260 000 Kilogramm Material wieder in die entstandene Rinne zurückfahren zu lassen, selbst wenn dies Material nicht über die Grenzen seines Eigentumes hinausgeführt worden ist. Wiesen und Wälder, besonders solche mit wohlgepflegter oder von Natur starker Bodendecke werden weniger durch Hinwegführung des Bodens zerstört, sie leiden aber bisweilen durch die Ueberschüttung mit anderwärts hinweggerissenem Material. Indes sind unsere kultivierten Forsten an vielen Stellen der Gehänge redende Zeugen von der bedeutenden Abschwemmung, die in verhältnismässig kurzer Zeit erfolgt ist. An vielen Stellen sieht man nämlich alle Bäume mit entblössten Wurzeln, gewissermassen auf Stelzen stehen —

nicht bloss solche Stämme, welche einst auf einem inzwischen verfaulten Stock oder Stamm gekeimt waren, und die nun besonders unnatürlich gewachsen erscheinen. Die Würzelchen haben sich doch einst alle unter der Bodendecke entwickelt, sind beim Pflanzen unter diese gebracht, das Dickenwachstum der Wurzeln kann zwar ohne erhebliche Wegschwemmung des Bodens die Oberseite einer Wurzel freilegen, nie aber die Unterseite. Die Wegschwemmung des Bodens in unseren Nadelwäldern z. B. erfolgt aber nicht gleichmässig während des ca. 100—120 jährigen Umtriebes. Unmittelbar nach dem Säen oder Pflanzen der Bäume kann ein oder zwei Jahre lang eine ansehnliche Verschwemmung des Bodens stattfinden, auf welche man auch bei den Kulturen zu rechnen pflegt. Dann aber pflegt sich der Gras- und Kräuterwuchs so zu entwickeln, dass eine Abschwemmung nur in unbedeutendem Grade erfolgen kann. Ebensowenig pflegt in der Periode, in welcher die Holzpflanzen Dickichte und dichte Stangenhölzer bilden, die Abschwemmung irgendwie bedeutend zu sein. Erst wenn im allmählich gelichteten Bestande die Moose oder das Beerkraut den Boden zu schützen übernehmen, fängt die Abtragung an wesentlich fühlbarer zu werden; nun beginnt die Stelzbeinigkeit der Bäume sich zu äussern; sie ist beim alten Holze das Resultat nicht der Regengüsse von etwa 100—120, sondern meist nur von 40—60 Jahren.

Die volle Bedeutung der Regengüsse für die Umgestaltung der Erdoberfläche tritt uns entgegen, wenn wir in vegetationsarmem Gebirge vom Unwetter überrascht werden. In unglaublich kurzer Zeit bilden sich kleine Bäche und Flüsschen aus, die zu überschreiten schwer ist, oder vor denen wir Halt machen müssen, weil mächtige Steinblöcke darin dicht gedrängt aneinander rollen, dass es unmöglich wird, auch nur einen Augenblick festen Fuss zu fassen, um so unmöglicher, weil wir die rollenden Steine aus dem Schlamm, der statt des Wassers fliesst, nur ab und zu mit den Spitzen und Ecken aufragen sehen. Dazu stürzen und rollen neben uns Felsblöcke thalabwärts, von den Steilhängen herabpolternd.

Sie haben durch das Aufweichen ihrer Unterlage den Halt verloren, schlagen und reissen in jähem Sturze einzelne Büsche mit sich, oder setzen tiefer liegende Steinblöcke in Bewegung. Wo eben noch der Boden durch die Wurzeln jener Büsche zusammengehalten wurde, dringt nun ein Wasserstrahl ein; er bohrt sich gewissermassen in den Boden, dessen weiche Teile als Schlamm herausfliessen; nachdringender Schlamm folgt und ehe wir es denken, ist von eben der Stelle aus, wo wir vorhin der Blüten des Busches uns erfreuten, ein Graben in den Berghang hineingerissen.

Beobachten wir nun das Wasser in seiner Arbeit etwas genauer! Was sich zuerst einbohrt, um dann weiter zu wühlen und zu stossen, sind die gesammelten Niederschläge eines kleinen „Sammelbeckens“. Beim Einbohren entsteht oft ein kleiner Wasserfall: herunterstürzendes Wasser prallt am Grunde auf und empor, mit ihm Erde und Sandteile; beim Einwühlen schiebt auch der kleine Wasserfall, die Unterlage seines Oberrandes unterwaschend, allmählich den letzteren mehr und mehr zurück. In der entstehenden Rinne bewegt sich das Wasser bald rechtshin, bald linkshin, gewissermassen pendelnd, von einem Ufer zum andern. Denn es weicht jedem Hindernis möglichst aus, den vorher schon vorhanden gewesenen Steinen, wie nicht weniger den Hemmnissen, die es sich selbst bereitet. Bald ist eines der Ufer Hindernis und nun fliesst das Wasser nach dem entgegengesetzten Rande, um von hier nach dem ersten zurückzukehren. Zuweilen sehen wir geradezu ein schraubenartiges Fliessen: der Schwall des Wassers steigt hier zwischen den beiden Ufern empor, dort beobachtet man ihn nicht, wohl aber abwärts gehende Wirbel, er muss hiernach und nach der besonders schlammreichen Beschaffenheit zu schliessen, die am entgegengesetzten Ufer zum Vorschein kommt, daselbst sein Bett auf Kosten des Untergrundes ausgetieft haben.

Wo immer das bewegte Wasser ein Ufer berührt, da reisst es davon ab; es erzeugt ein Hohlufer, von welchem immer mehr weggenommen wird; an den zwischen

zwei Hohluferpunkten derselben Seite des Gerinnes liegenden Stellen ist ruhigeres Wasser, hier setzen sich Steine, Sand und Schlamm ab: es bildet sich ein Vollufer und dieses wächst mehr und mehr. — Von vornherein ist der Graben kein ganz gerader, sondern ein etwas geschlängelter. Letzteres tritt am meisten auf schwachgeböschtem Grunde hervor, auf steilgeneigtem sind die Wasserbetten gerader. Weil die Hohlufer immer weiter zurückweichen, die Vollufer etwas hervortreten, so wird gleich anfangs der Graben breiter als das Rinnsal des Wassers darin. — Wie treibt aber das Wasser die Steine so leicht fort? und wie kommt es, dass trotz ungefähr gleichbleibender Böschung solche Steine gewissermassen sich besinnen, ob sie weiter wandern wollen, sobald ein Teil von einem derselben das Wasser überragt? — Warum werden auch schwere Steine leichter in schlammigem als in reinem Wasser bewegt? — Jeder Stein ist um das Gewicht eines seinem Volum gleichen Körpermasses der Flüssigkeit, in welcher er sich befindet, leichter als in der Luft. Ein Granitstück von der Grösse eines Litermasses wiegt an der Luft 2,7 kg, in reinem Wasser ganz eingetaucht nur 1,7 kg. Ragt es zur Hälfte aus dem Wasser empor, so scheint es 2,2 kg schwer. Der Stoss des Wassers wird einen Stein aber um so leichter in Bewegung setzen, weil er hebelartig wirkt, auch ist die Lockerung und Unterwaschung der Unterlage ein mächtiges Hilfsmittel, zuweilen auch Eis, welches am Stein anhaftet und, weil es leichter als Wasser ist, die Steine hebt. Die allmähliche Verkleinerung der im Wasser fortgerollten und fortgestossenen Geschiebe ist weiter bedeutungsvoll.

Folgen wir der entstehenden Regenrinne thalabwärts, so werden wir in den meisten Fällen wahrnehmen können, wie sich bei der Vereinigung mit einem oder mehreren anderen ähnlichen Gräben eine Verstärkung der Wirkung auf den Untergrund geltend macht. Nicht selten finden wir ein nochmaliges Einbohren der vereinigten Wässer: die Bildung eines zweiten grösseren und stärkeren Wasserfalles. Je mehr die Rinnen unter spitzem Winkel zu-

sammenstossen, desto kräftiger wirken die zusammenströmenden Wasser und reissen einen Kessel in die umgebenden Massen; treten dagegen die Gräben mehr im rechten oder gar im stumpfen Winkel aneinander, so schwächen sich die Bewegungen und es häuft sich zwischen den bleibenden Rinnsalen Schutt und Schlamm an, stets wachsende Landzungen, zuweilen Inseln (Werder) bildend.

Indem die zusammenströmenden Wasser da, wo sie sich vereinigen, sich besonders tief einwühlen, dabei aber Kraft verbrauchen, werden sie gezwungen, neben dieser Stelle einen Teil der festen Massen wieder abzusetzen, so entsteht eine Divergenz zwischen der früheren Bodenböschung und dem Grunde des Rinnsals. In der Regel wird irgendwo tiefer unten die eingegrabene Rinne wieder die alte Oberfläche erreichen. Hier wirkt bei geschwächter Stosskraft das Wasser mehr absetzend als wegführend, besonders wenn die Böschung dort von Anfang an geringer ist als höher am Hange; hier bildet sich ein Schuttkegel, auf welchem das Wasser, vor seinem eigenen Absatz ausweichend, sehr oft in mehreren erst tiefer unten sich wieder vereinigenden Gerinnen läuft wie auf den grössten aller Schuttkegel: auf ins Meer vorgeschobenen Deltas.

Ueberhaupt ist das kleinste Rinnsal, das bei einem Regengusse entsteht, in allen Einzelheiten nach gleichem Gesetze gebaut wie die grössten Ströme bezüglich Stromthäler. Ob das Wasser für Stunden rinne, oder ob es nie ganz in seinem Bette versiege, ändert ebensowenig an diesen Gesetzen, als die Menge des Wassers sie modifiziert; nur werden einige Eigentümlichkeiten leichter im Gebiete ständiger Binnengewässer wahrgenommen, als in dem der verschwindenden.

Die innigen Beziehungen des Regens zu den Erosionen treten in allgemeinen geographischen Verhältnissen hervor, obgleich die hyetographischen Eigentümlichkeiten nur weniger Landschaften genau genug mit der Gestaltung derselben vergleichbar sind. — Regenreiche Gebiete unterliegen den grössten Zerstörungen; regenarme Gürtel und Distrikte erscheinen als die Kernteile der Kontinente,

zum Teil als jene sonderbaren Binnenlandbecken, in denen Ströme zusammenfliessen, ohne dass ein Meer vorhanden ist. Die regenreichen Antillen stehen in deutlichstem Gegensatz der Formen mit den nahen regenarmen Teilen Centralamerikas. Wie kontrastiert in den Formen das regenreiche Gebiet zwischen der Mündung des Oregon und dem St. Eliasberge mit den oft überschneiten Gestaden der Hudsonsbai und den gleichfalls viel kälteren Ufern des Ochotzkischen Meeres.

Während die Vergleichungen grosser Regionen in vielen Beziehungen noch auf ungenügende Beobachtungen zurückgehen müssen, stehen die kleinerer Gebiete auf mehr gesicherter Grundlage. Jedes Gebirge kehrt der Seite, von welcher die meisten Regengüsse kommen, in der Regel also auch dem nächstgelegenen Meere oder grösseren Binnensee, seine Steilseite zu.

Meist liegt hier auch sein Fuss viel tiefer als auf der entgegengesetzten Seite. Auch Inseln kehren in der Regel die steilsten Klippen dorthin, woher der meiste Regen kommt.

Viele Gebirge erscheinen im allgemeinen Profil gewölbt mit flachem Mittelteile und konvexen Flanken, sie sind also uhrglasförmig bei rundem Umriss. Dann regnet es auf den Höhen am meisten, weniger an den Flanken und am Fusse (z. B. am Harz).

Andere — meist höher aufragende — Gebirge haben konkave Flanken. Ihre Gipfel steigen steiler über die Mittelflanken empor als diese über den Fuss. Dort regnet es in mittleren Höhen ungleich mehr als oben und unten; oben kann unter Umständen viel Schnee fallen, derselbe erodirt aber nur durch sein Schmelzwasser, also in der Art oberflächlicher, zeitweilig versiegender Quellen, oder als Firn und Gletschereis, nicht in der vollen Kraft des Regens.

Vergegenwärtigen wir uns stets, dass dieser für jeden einzelnen Punkt der Erdoberfläche mindestens wirkt mit einer Kraft, welche sich berechnen lässt, wenn wir die örtliche Regenhöhe pro Jahr, die mittlere örtliche Schlagkraft des Niederschlages und die von der lokalen Böschung

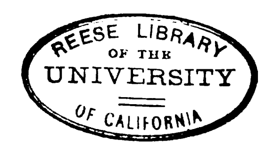
abhängige Geschwindigkeit des Abfliessens kennen; dass aber auf zahllose Punkte von vielen benachbarten und entfernten Stellen zusammenlaufendes Regenwasser wirkt. Ist, wie an vielen Flachlandstellen Deutschlands, die jährliche Regenmenge, abzüglich des Schnees und Hagels, 36 cm (mit den festen Niederschlägen ca. 50 cm) und darf man trotz des Luftwiderstandes eine mittlere Schlagkraft von der Grösse annehmen, als fiele jeder Tropfen nur 10 m, so wird in 100 Jahren auf jeden Punkt dieselbe Wirkung ausgeübt, als fiele darauf eine 36 m hohe Wassersäule aus 10 m Höhe herab u. s. f. Benachbarte Stellen, auf welchen Wasser zusammenströmt, sind ausserdem in solchem Zeitraume wie von sehr hohen Fluten überströmt gewesene anzusehen. Die Erosionskraft wird übrigens durch die Pausen zwischen den Regengüssen in der Regel verstärkt, denn inzwischen ist ein Teil der festen Massen durch Austrocknen lockerer, zum Teil staubiger geworden, auch etwa durch Verwitterung, Frost etc. verändert und leichterer Fortführung ausgesetzt.

Während eines Regens verrichtet alles auf das Festland niederfallende und besonders das rieselnde und abfliessende Wasser eine gewisse Erosionsarbeit. Hier werden erdige Teile abgerissen oder abgeschlagen, aufgewirbelt und getragen, dort Sandkörner oder Steine gestossen und vorwärts getrieben, da bemühen sich die Wasser vergeblich oder mit Erfolg, pflanzliche Blätter und Stengel zu biegen, zur Seite zu schieben oder zu entfernen.

Nach dem Regen tritt ausser in den Hauptrinnsalen grössere Ruhe ein; zuweilen bleibt auch auf überschwemmten Flächen eine abgeschwächte Bewegung im Gange. Sehr viele von diesen, und namentlich die kleineren und kleinsten enthalten nur ruhendes Wasser, das gleich dem anfangs in den Boden eindringenden Teile des Regenwassers allmählich durch Verdunstung und durch tieferes Einsickern in die Erde sich zu verlieren sucht. Auch von dem in den Hauptrinnsalen abfliessenden Wasser geht etwas an die Luft, mehr an die Erde verloren.

Das in die Erde dringende Wasser nimmt in offene Klüfte nicht selten etwas mechanisch fortgeführte Materie, Sand oder Schlamm mit, und auf jeden Fall so viel chemisch gelöste Stoffe, als der Löslichkeit bez. Veränderlichkeit der Oberbodenmassen entspricht. Auf Eis, auf Steinsalzfelsen z. B. bei Cardona, auf Gyps und zuweilen sogar auf Kalksteinen etc. erzeugt die Wirkung der auflösenden Kraft des Regens sehr auffallende Oberflächengestaltungen, sogenannte Karsterscheinungen, z. B. die „Karren“ am Säntis, u. a. O., die „Schratten“ an der Geis etc., die „Lapiaz“ am Mt. d'Anterne genannten Rillen und Furchen, die runden Löcher der sogenannten „Grottenkalke“ in einigen Gegenden Thüringens, und die tiefer eindringenden „geologischen Orgeln“, sowie die zuweilen mit „Riesenkesseln“ verwechselten Eintiefungen.

Das in die Erde eindringende Wasser wirkt meist als Lösungsmittel von Mineralsubstanzen und nur das in offenen Klüften cirkulierende kann zuweilen auch mechanisch erodiren. Wo sich die Wirkung auf die Lösung sehr verteilter Stoffe beschränkt, tritt ein mechanischer Effekt selten hervor; oder macht sich nur dadurch bemerkbar, dass lockere Felsarten im Laufe langer Jahre sich allmählich „zusammensetzen“. Die Entsalzung eines Salzthones, die Entgypsung oder Entkalkung eines in der Hauptsache thonigen Sedimentes, die Auslaugung und spätere Zusammendrückung eines Bimssteintuffes oder über einander stehender Schlackenkegel sind aber immerhin für die besondere Gestaltung mancher Landschaften bedeutungsvoll. Viel mehr bemerkbar ist die Wirkung der Auflösung grösserer Stoffmengen in Gebirgsarten mit zahlreichen Vertikalklüften, welche der an sich geringen Menge darin vorhandenen Wassers ungewöhnlich grosse Angriffsflächen darbieten. Viele Kalksteine zeigen entweder infolge lokaler Pressungen und Spannungen oder vermöge einer an allen Stellen ihres Vorkommens wahrnehmbaren Klüftigkeit (z. B. der Wellenkalk in Mitteldeutschland) solche Verhältnisse. Man sieht zuweilen an Stellen, wo von oben Wasser besonders gut eindringen konnte, alle Fugen des Gesteines oder wenigstens die



senkrecht zur Streichungsrichtung [1]) stehenden angeätzt. Das ist eine wirksamste Vorbereitung für das Oberflächenwasser, welches zu irgend einer späteren Zeit an solchen Stellen nicht festen Fels sondern ein gelockertes Haufwerk von Gesteinsstücken hinwegzuräumen hat. Aehnliche Verhältnisse bieten aber auch manche Silikatgesteine. Die senkrecht zerklüfteten Basalte, die von saigeren Sprüngen durchzogenen Ilfelder Porphyrite, die ebenso pfeilerähnlich gesonderten Granite der Gegend bei Thale sind Beispiele. In allen solchen Partien sind leicht die Kennzeichen einer ehemaligen anderen Richtung und Gestaltung der Wasserläufe und einer verhältnismässig sehr raschen Eintiefung in das klüftige Gestein zu erkennen, dessen steile Wände gegen die viel sanfteren Formen der älteren Teile des Thales in Gegensatz stehen.

Ausser der Kluft- und Fugenerosion kommt in Kalk-, Dolomit- und Gypsgebirgen, sowie in Steinsalzlagern sehr oft auch die Ausnagung und Auswaschung von Höhlen in Betracht. Viele Höhlen im Kalkstein oder Dolomit sind längere Zeit hindurch die Wege unterirdischer Bäche und Flüsse, welche sehr oft, während sich der Höhlenboden mit Neubildungen bedeckt, ihr Dach mehr und mehr zerstören. Lag die Höhle nicht allzutief im Innern, so kann es sich ereignen, dass dieses Dach zusammenbricht und später entsprechen der ehemaligen Höhle enge Schluchten: Klammen, Engpässe etc., wenn das Oberflächenwasser die Trümmer fortgeräumt hat.

Derjenige Teil des unter die Erdoberfläche eingesunkenen Regenwassers, welcher wieder zu Tage tritt — in Mitteleuropa bekanntlich etwa $^1/_{12}$ der Regenmenge — bewirkt gewöhnlich eine mechanische Erosion und schafft einen kleineren oder grösseren Quellkessel, indem sandartige und erdige Teilchen [2]) von jeder mit

[1]) Auf die in der Streichungsrichtung verlaufenden Fugen scheint der Gebirgsdruck mehr zu wirken, so werden dieselben zusammengepresst und bleiben schmaler. Wahrscheinlich hängt hiermit die Häufigkeit enger, d. h. junger und verhältnismässig schnell entstandener Querthäler zusammen. Längenthäler sind an sich seltener und in ihren Formen gewöhnlich weicher, obgleich es einzelne sehr enge Längenthäler gibt, z. B. die Taminaschlucht bei Pfeffers.

[2]) Ueber ausnahmsweise grosse Schlammmassen von Quellen, sog. Schlammvulkane, s. oben S. 221.

einiger Bewegung auftretenden Quelle hervorgestossen werden, mag dieselbe aufsteigendes oder absteigendes Wasser bringen. Auch in den klarsten und reinsten Quellen tanzen Sandkörnchen. Grössere Felsstücke sinken dann oft nach, so dass nicht selten der Quellkessel von Schottermassen, die er erzeugt hat, umgeben ist. Nicht selten beobachtet man auch in unseren Gebirgswäldern neben dem thätigen Quellkessel einen oder mehrere verlassene, deren Formen sich allmählich verwischen, wenn etwa durch die nachstürzenden Massen oder durch die Bildung von Verwitterungslehm die älteren Quellen verstopft sind. Einige Quellen schaffen sich sogar Weiher, Teiche und Seeen.

Quellwässer vereinigen sich zu Bächen, diese zu Flüssen und letztere zu Strömen, wobei die Erosion immer mächtigere Werkzeuge gewinnen würde, wenn nicht in der Regel die Stosskraft durch Abnahme des Gefälles in den grösseren Gewässern meist sehr geschwächt wäre. Thatsächlich wirken in der Regel die Bäche im Oberlaufe viel bedeutender umformend auf die Oberflächengestaltung als die grossen Ströme, die gewöhnlich vor ihren eigenen Absätzen auszuweichen haben und in ihrem Unterlaufe fast immer nur ihre vormaligen Alluvionen wieder umwühlen und umlagern.

Die Flusserosion zeigt im wesentlichen die Erscheinungen, welche bei Besprechung der Wildbachs- und Regenerosion schon behandelt wurden, indes mögen einige Punkte noch hervorgehoben werden, die in Wildbächen minder häufig zur Wahrnehmung gelangen.

Wasserwirbel schleifen mit Hilfe bewegter und gedrehter Rollstücke oft in den Felsbetten der Flüsse sogenannte Riesentöpfe [1]) aus. Bedingung zu deren Bil-

---

[1]) Sehr falsch ist für diese Strudellöcher der Name „Gletschertöpfe“. Es können vielleicht unter dem Gletschereise (etwa, wie öfters angegeben wird, bei den Wasserfällen der Gletschermühlen) solche Wirbel entstehen und Löcher ausschleifen, doch bleibt noch nachzuweisen, ob irgendwo das wirklich geschieht oder geschehen ist, während in Flüssen und starken Bächen die Erscheinung häufig ist, wo immer entsprechende Felsengen vorhanden sind. Ich habe an einzelnen Küstenstellen der Inseln Tenerife, Canaria und Palma, sowie bei Mogador auch wirbelnde Bewegung brandenden Wassers, bei Mogador und Mazaghan riesentopfähnliche Löcher von $0_{,5}$ bis 1 m Durchmesser und doppelter Tiefe in Strandfelsen zur Ebbezeit gesehen, glaube also, dass auch die Brandung unter Umständen solche Kessel auswirbelt.

dung ist ein felsiger, nicht geröllreicher Untergrund und eine längere Zeit fortwirkende Ursache zur Wirbeldrehung. Wasserfälle können zuweilen Wirbel erzeugen, ungleich häufiger aber scheint ein mehrfacher Wechsel von schmalem und breitem Wasserbette, Zusammendrängung eines Rinnsales durch Felsvorsprünge, zwischen denen das Bett sich erweitert und verflacht, zum Kesseln der Gewässer zu führen. Anwesenheit sehr vielen Gerölles an den betreffenden Stellen des Flussbettes verhindert die Bildung der Strudel, weil die Geschiebe das Bett auszuebnen trachten. Aeltere und in der Bildung begriffene Riesentöpfe beobachtet man z. B. im Bodethal beim „Waldkater“, in Thüringen im Schwarzathal zwischen Schwarzburg und Blankenburg.

Wasserfälle im Oberlaufe von Flüssen und Bächen, selten auch im Mittellaufe, sind zu den prächtigsten Erscheinungen zu zählen. Eine ungeheure Kraft wird uns durch den Anblick der stürzenden Gewässer und nicht minder auch durch das Getöse verraten. Im Verhältnis aber zu dem, was diese Kraft zu leisten vermag, ist in der Regel die Erosionswirkung keine bedeutende: der Fluss hält hier gewissermassen nur eine Parade seiner Kräfte ab. Wohl wird der Untergrund der Felsbänke, über welche das Wasser stürzt, gelockert und unterwaschen, und die Felswände selbst weichen infolge hiervon nach rückwärts zurück. Indes schlägt der grösste Teil des Wassers gewöhnlich nur auf Wasser und auf Luft, bei den eigentümlichen Elasticitätsverhältnissen der Flüssigkeit wirkt daher ein Wasserfall nur in sehr abgeschwächtem Masse auf den Boden des Sammelbeckens vor dem Felsen und auf diesen nur indirekt. Nach Lyell [1]) weicht der Niagarafall jährlich höchstens um 0,3 m zurück. Da der Fall 50 m hoch ist und seine beiden Abschnitte ca. 550 und ca. 190 m messen, werden also im Jahr rund 11100 Kubikmeter durch den enormen Wasserfall hinwegerodiert, wenig unter 30 Kubikmeter täglich. Es gibt nicht wenige Gebirgsbäche, welche in ihrem nur 1—2 m breiten Bette täglich sehr viel mehr feste Massen fortstossen.

---

[1]) Principles of Geol. 11. Aufl. S. 354 ff.

Die schon berührten Verhältnisse, wonach das Wasser stets jedem Hindernisse ausweichend in Krümmungen und Schlangenwindungen fliesst, Hohlufer benagt und Vollufer wachsen lässt, treten bei ständig fliessenden Gewässern sehr scharf hervor. Besonders in ihrem mittleren und unteren Laufe zeigen die Flüsse uns reichlich die Krümmungen, die mehr und mehr aus der Bogenform in die Glockenform, dann in die Birnform übergehenden Vollufer-Vorsprünge, die dann schliesslich, wenn die beiden einander gegenübergestellten Hohlufer zerstört sind, zu Inseln werden.

Auch in unseren Landschaften, wo doch seit Jahrhunderten Wasserbauten der Landzerstörung entgegenwirken, sind zahlreiche Spuren davon sichtbar, wie die Thalgewässer bald eines, bald das andere Ufer benagen und stets ihr Bett verlegen. Bisweilen hat ein einziges Hochwasser eine grosse Veränderung bewirkt und für stundenlange Strecken das Bett verändert, bald sind Jahrhunderte hindurch nur konforme Abtragungen erfolgt. Oft werden abgeschnittene Landstücke allmählich zu Inseln, schliesslich bringen die Ueberschwemmungsschlämme eine Ausfüllung der alten Kanäle und die Ausebnung der letzten Spuren davon hervor; in Zwischenzeiten bestehen in Teilen verlassener Flussbetten Teiche oder Seen. Es gibt kaum ein Thal, in welchem nicht älteres Alluvium mit gut ausgeebnetem Boden neben dem jüngeren, unebenflächigen unterscheidbar wäre. Nicht selten zeigen sich auch Ueberreste ältester Thalböden: meist Terrassen, beziehungsweise Ueberbleibsel von solchen, die in höherer Lage — daher über die gewöhnlichen Ueberschwemmungen aufragend — sich ausbreiten.

In jedem Thale, bezüglich Flussgebiete, kann mit einiger Sicherheit bestimmt werden, wie viel Material zu einer bestimmten Zeit ein Fluss trägt, sei es in chemischer Lösung, sei es in Schlammform. Hingegen ist sehr schwer über die Menge von Sand und Geröll, welche am Boden des Flussbettes fortgeschoben wird, Klarheit zu erlangen. Unter möglichster Berücksichtigung auch dieses Momentes

hat man auch versucht die Erosionskraft [1]) verschiedener Ströme zu vergleichen.

Wollte man die jetzt erfolgende Thalbildung durch fliessendes Wasser nach dem Masse der durch Flüsse ins Meer gelangenden Sedimente beurteilen, so würde man einen grossen Irrtum begehen, denn die Ausnagung der Thäler und anderer Bodenvertiefungen geht in der Hauptsache in Gegenden vor sich, von wo keine oder nur sehr wenig Absatzstoffe seewärts gelangen können. Wer wird daran zweifeln, dass eine viel stärkere Erosion jetzt in den alpinen Teilen des Rheingebietes erfolgt als in jenen, von wo die bei Bonn, Emmerich etc. beobachteten festen Stoffe herstammen? Seit die Alten erkannt hatten, dass Unterägypten ein Geschenk des Nil sei, weiss man, dass nur ein Teil der Senkstoffe das Gebiet der Entwässerung verlässt.

Nun besteht ein steter Gegensatz zwischen Teilen, wo rasche und anderen, wo langsame [2]) Landzerstörung stattfindet; mag die Böschung, also die Wassergeschwindig-

[1]) Nach Angaben, die Lyell in den Principles of Geology Cap. 18 und 19, Pfaff in seinem Lehrbuche der Geologie, Geikie im Journ. Glasgow Geol. Soc. 1868, sowie in seinem Textbook of Geology u. a. mitteilen, gelangen durch die nachverzeichneten Flüsse so viel feste Teile ins Meer, dass eine Erniedrigung des gesamten Stromgebietes um 1 m eintreten würde durch den Po in 2391 Jahren, den Hoangho in 4802 J., den Rhonestrom in 5012 J., den Ganges in 6562 J. oder nach anderer Rechnung in 8325 J., den Mississippi in 12730 oder in 19681 J., den Nil in 15493 J., die Donau in 22455 J., den Rhein in 30,784 J. — Abgesehen von der Unsicherheit aller Messungen, auf welche dergleichen Zahlen sich stützen, ist die den Rechnungen zu Grunde liegende Gleichartigkeit der verschiedenen Jahre nicht glaubhaft, weil die Wassermenge der Flüsse noch grösseren Schwankungen unterliegt als die der atmosphärischen Niederschläge, und die Transportkraft nicht in einfachem Verhältnis zur Wassermenge steht. Die Zahlen sind vielleicht nicht einmal Näherungswerte.

[2]) An einem Felsen werden wir unter Umständen sehr geringe Verschiebung eines Flussbettes wahrnehmen, während die Denudation benachbarter Gebiete einen sehr bedeutenden Grad erreicht hat. Die alte Römerstrasse am Metaurus zeigt im Engpasse des Furlo bei Fossombrone, eines kleinen römischen Tunnels, dass eben dort die Erosion seit 2000 Jahren höchstens um 0,5 m das Flussbett tiefer gelegt haben kann. Aber nur wenig oberhalb der Enge liegt die römische Brücke von Cagli in einer Höhe, welche wahrscheinlich macht, dass vor zwei Jahrtausenden der Wasserspiegel dort an 2 m höher lag als heute. Die römische Strasse längs der Donau in der herrlichen Gebirgslandschaft zwischen Baziasch und dem „eisernen Thor“ bez. Ada Kalé ist an vielen Felsvorsprüngen durch Reihen von Löchern in den Felsen des rechten (südlichen oder serbischen) Ufers bezeichnet, in welchen Vertiefungen einst Balken eingefügt sein mussten, auf denen die Strasse ruhete. Sollte die gleiche Arbeit heutzutage vorgenommen werden, so würde man diese Balkenlöcher kaum mehr als 0,3 m tiefer legen dürfen. Nicht grösser dürfte der Betrag der Ausnagung des Felsbettes der Donau seit ca. 1500 Jahren angenommen werden. Aber in Nikopolis und anderen alten Städten an der unteren Donau sprechen manche Anzeichen für eine Eintiefung des Flussbettes um ca. 1 m oder mehr seit den letzten 1000 Jahren.

keit, die absolute Wassermenge, welche während einer gewissen Zeit wirksam ist, die Widerstandskraft der Gesteine oder die der Vegetation diese Verschiedenheiten hervorrufen. Alle diese Verhältnisse ändern sich aber im Laufe der Zeiten und in einem durch den jetzt hindurchfliessenden Fluss oder Strom verbundenen und wenigstens im Thalbette mehr oder minder ausgeglichenen Gebiete von Höhen und zwischenliegenden Flächen oder Vertiefungen vereinigen sich fast immer sehr verschiedenartige Teile von ungleichartiger und ungleichzeitiger Entwickelung.

Im Verhältnis zur Breite und Tiefe der Thäler erscheint fast überall auf der Erde der Wasserreichtum derselben äusserst gering. Dames und Berendt betonen, dass bei Berlin die Spree sich in dem grossen, nur auf einen Teil seiner Länge vom Unterlaufe dieses Flusses durchflossenen Thale ausnimmt „wie eine Maus im Käfig des entflohenen Löwen". Und wie gross ist doch die Spree als Bruchteil der gesamten Thaleintiefung aufgefasst, wenn wir das Verhältnis der Lahn zum Lahnthale bei Marburg, bei Giessen — oder weiter flussabwärts bei Limburg damit vergleichen! Und es gibt ja ansehnliche Thäler, an deren Entstehung durch Erosionswirkung fliessender Wasser nicht gezweifelt werden kann, in denen jetzt gar kein Fluss sich ständig bewegt; alle Länder um das Mittelmeer zeigen uns solche Beispiele. Oft liegt es in solchen Fällen nahe, an vergangene Zeiten grösserer örtlicher Wasserfülle zu denken und anzunehmen, dass einst irgend welche Ursachen einen grossen Fluss oder Strom im Thale schufen oder einen solchen hineinführten. Man muss jedoch derartige Annahmen durch andere Begründungen stützen als durch das einzige Argument des scheinbaren Missverhältnisses, weil feststeht, dass Regen und Wildwasser auch ohne Mitwirkung von Flüssen Thäler von sehr beträchtlicher Grösse erzeugen.

Die Geschichte irgend eines Thales in ihren Einzelheiten zu verfolgen ist eine äusserst schwierige und verwickelte Aufgabe, weil jene Veränderlichkeit aller Verhältnisse zu berücksichtigen ist.

Nur scheinbar leichter ist die Aufgabe, welche mit der vorherigen keineswegs identisch ist, die Geschichte eines Flusses in die geologische Vergangenheit zurück zu verfolgen. In geologischem Sinne handelt es sich dabei um die Erforschung der Wege, welche das von einem bestimmten Ursprungsgebiete herkommende Wasser in verschiedenen Zeitabschnitten eingeschlagen hat. Für die Lösung dieser Aufgabe gibt uns die Verteilung und Verbreitung von Geröllen und Geschieben, Sanden, Lehmen etc. einigen Anhalt. Dieser Anhalt besteht ganz vollkommen nur für kürzere, der Gegenwart nahe liegende Zeiträume: für jene Zeit, seit welcher in einem gewissen Gebiete bestimmte Gesteine aufgeschlossen und Erosionseinflüssen ausgesetzt sind. Bis jetzt sind für solche Untersuchungen erst sehr wenige Vorstudien gemacht, besonders bei der geologischen Specialkartierung einiger mitteldeutscher Gebiete. Diese Untersuchungen sind aber schon weit genug geführt, um die Irrigkeit einiger Vorstellungen darzuthun, so namentlich der von Leconte u. a. behaupteten Unveränderlichkeit der Thalrichtungen. Schon vor mehr als einem Menschenalter hatte Heinr. Credner durch Auffindung von Zügen von Thüringerwaldgeschieben gezeigt, dass in einer früheren Zeit ein grösserer Fluss aus der Gegend von Schönau (zwischen Ohrdruf und Friedrichroda) über Gotha nach Gräfentonna gegangen sein muss, über die jetzige Wasserscheide zwischen den Zuflüssen der Weser und der Elbe hinweg.

Gegen die Lehre von der bleibenden Flussrichtung sprechen auch die von Hoffmann und von Girard gemachten Angaben, wonach die grossen norddeutschen Ströme in der Diluvialzeit ihre Mündungen vertauscht haben sollen. Hiernach wäre die Haase- und die Emsmündung der Weser, die Aller- und Wesermündung der Elbe, die Havel- bez. Spree- und die Elbemündung der Oder, die Warthe- und Odermündung einst der Weichsel angehörig gewesen. So ansprechend diese Vorstellung ist, so scheint doch noch der unwiderlegliche Beweis zu fehlen, dass bei Hamburg schlesische Gesteinsgerölle, bei Bremen solche vom sächsisch-böhmischen Ge-

birge, vom Voigtlande und Fichtelgebirge vorkommen, oder dass bei Emden thüringische, der Rhön und dem Habichtswalde entnommene Felsartenbrocken sich vorfinden.

Mehr Eingang als die im Gegensatz zu so vielfach erörterten Anschauungen aufgestellte Meinung von der Konstanz der Flussrichtungen hat in Deutschland eine Zeitlang der Glaube an das sogenannte „Bärsche Gesetz“ gefunden. Nach des angesehenen Gelehrten Ansicht sollten die Flüsse in ähnlicher Weise wie der Lauf von Winden und Meeresströmungen durch die Erdrotation beeinflusst sein, daher alle Flüsse der Nordhalbkugel das Bestreben zeigen, ihr rechtes Ufer mehr zu zerstören als ihr linkes und ihren Lauf nach rechts zu verlegen. Der berühmte Forscher glaubte eine Bestätigung seiner Ansicht darin zu finden, dass die Flüsse Russlands, besonders die Wolga, ein viel höheres rechtes Ufer im Gegensatz zum linken besitzen. Wer von Wien bis zur Mündung auf der Donau fährt, kann leicht in ähnlicher Weise sehen, dass das rechte Ufer höher bleibt, sogar in den Engen zwischen Baziasch und Ada Kaleh kann man bei gutem Willen eine grössere Steilheit des serbischen Ufers sehen wollen. Wer freilich genau beobachtet, erkennt ganz andere Gründe für die Anwesenheit des höheren Ufers im Süden und Westen des Stromes als die Erdrotation, namentlich ist der Einfluss der Nebenflüsse und ihrer Absätze für den Donaulauf selbst massgebend, auch die Einwirkung des herrschenden Windes und der von ihm bedingten Staubanhäufungen ist unverkennbar. Kann aber an einem Strome, der scheinbar eine Bestätigung der Bärschen Annahme darbietet, gezeigt werden, dass andere Ursachen die Wassermassen dazu treiben, ein Ufer auf lange Strecken hin nach älteren, eines nach jüngeren Ablagerungen zu kehren — wenn auch häufig nur der Unterschied älteren gegen jüngeren Alluviums vorliegt —, so gibt die grosse Mehrzahl der Flüsse zahlreiche Beispiele dafür, dass die Zerstörungen nach beiden Ufern gleichmässig erfolgen, bei grossen Teilen ansehnlicher Ströme ist sogar entschieden das linke Ufer das am meisten zerstörte; von

sehr vielen Flüssen ist nachweisbar, dass sie ihr Bett erheblich nach links verschoben haben. Wir erinnern hier nur an den Mittellauf des Rheins, an das ehemalige, dem Fuss des Taunus sich unmittelbarer anschliessende Mainbett bei Hochheim, Breckenheim und Wicker etc. etc.

Die Beobachtung an den Flüssen selbst zeigt übrigens oft genug, dass nicht überall das steilste und höchste Ufer auch das am meisten durch den Fluss angegriffene ist. Bergstürze, Erdfälle etc., an denen derselbe unschuldig ist, bringen zuweilen einen solchen Schein hervor: kurz, jenes „Gesetz“ besteht nicht. Eine Widerlegung durch Rechnung und Beobachtung gab E. Dunker[1], später hat auch Zöppritz[2] eine solche vorgetragen.

3. Erosion durch Schnee und Eis, besonders durch Gletscher.

Vor der Vollkraft der Erosionswirkung des Regens und der fliessenden Gewässer werden manche polare Landschaften und Gebirgsgegenden durch Bedeckung mit Schnee und Eis einigermassen geschützt. Dadurch wird freilich nicht, wie es in der Regel durch aufgelagerte Gesteinsmassen geschieht, die Abtragung zum vollständigen Stillstand gebracht. Denn Schnee und Eis erodieren stellenweise selbst infolge des Umstandes, dass sie Gesteinstrümmer zwischen sich festhalten und fortbewegen; auch erzeugen sie Schmelzwasser von bedeutenderer Grösse, als Quellen und Bäche wärmerer Gebiete gewöhnlich zu sein pflegen.

Schnee, der von steilen Berglehnen herabgleitet, oder besser gesagt herabfliesst (lauenet), ruft durch seine Lawinen Verheerungen hervor, welche in den dadurch betroffenen Gegenden denen der Gewittergüsse nahe kommen. Auf dem allerdings nur beschränkten Raume der „Lawinenzüge“ werden Felsblöcke, Steine, Erdmassen etc., oft zusammen mit vereinzelten entwurzelten Bäumen etc., von den Schneemassen mitgerissen. Solche Lawinenzüge haben oft viele Jahre hintereinander die gleiche Lage und lassen

[1] Zeitschrift für die gesamten Naturwissenschaften 1874.
[2] Verhandl. des 2. Geographentages zu Halle a/S.

sich sogar auf orographischen Karten nicht selten auftragen.

Ungleich grösser sind die Flächen, auf denen sich Gletscher ausdehnen. In dem mitteleuropäischen Alpengebiete allein werden etwa 2400 qkm von Gletschern überdeckt, von Norwegen soll $^1/_{15}$ des gesamten Raumes, auf Grönland [1]) vielleicht eine Fläche von 600 000 qkm vergletschert sein. Auch Island zeigt eine bedeutende Verbreitung der Gletscher. Solche finden sich ferner auf Spitzbergen, Franz-Josephs-Land, im Hochland des nordwestlichsten Nordamerika, ferner im Himalaya, im Karakorumgebirge, im Thian-Schan und Kuenluen, weiterhin auf der Südinsel von Neuseeland, auch in den südamerikanischen Anden. Vereinzelte Gletscher kommen in vielen Gebirgen vor, in Europa z. B. noch einige in den Pyrenäen und der südspanischen Sierra Nevada.

Gletscher sind mächtige Massen steinartig festen, körnigen, und zwar meist grobkörnigen, blauen Eises, welche ansehnliche Flächen bedecken, meistens in Stromform Thäler ausfüllen und sich innerhalb der letzteren abwärts fliessend und gleitend bewegen.

Verfolgt man einen Gletscher thalaufwärts, so gelangt man nach seinem Ursprungsgebiete, dem „Firnfelde“. Firn ist Eis von mässig grobkörnigem Gefüge, welches weiss und schwammig ist, minder festen Zusammenhang zeigt als das Gletschereis, stockförmig bis schichtförmig oder bankartig auftritt und nach unten hin in Gletschereis ebenso gleichförmig übergeht, als es nach oben hin mit frischem Schnee zusammenhängt. Wo immer eine lange Zeit hindurch mehr Schnee fällt oder zusammengeweht wird, als abschmelzen und verdunsten kann, da bildet sich Firn, und aus grossen Mengen von diesem entsteht unter dem Einflusse von Druck und teilweiser Schmelzung mit der Zeit Gletschereis. Zu Firn wird auch der Schnee natürlicher Eishöhlen oder künstlicher Eisschächte, welche vom atmosphärischen Niederschlage gespeist werden, mögen solche Eishöhlen in sub-

[1]) Hier ist die Vergletscherung so bedeutend, dass man von „Inlandeis“ zu sprechen vorgezogen hat.

tropischen Gegenden sich finden, wie am Teyde auf der Insel Teneriffa, oder in unsern mitteldeutschen Gebirgen. Grosse Firnanhäufungen befinden sich entweder in Thalmulden oder auf Hochflächen; im letzteren Falle verbreiten sie sich oft über ungewöhnlich grosse Räume hin.

Es ist die eigentümliche Eigenschaft des Eises, dass dasselbe nämlich bei stärkerem Drucke schmilzt und, wo dieser Druck nachlässt, wiederum aus dem flüssigen Zustand in den festen übergeht [1]), welche bewirkt, dass Eis einer Bewegung fähig und einer gewissen Plastizität unterworfen ist. Infolgedessen kann Eis fliessen, trotzdem es, wo ein Zug darauf wirkt, wie u. a. die eigene Last des Eises ihn hervorruft, zerrissen und gespalten wird.

Die Körnung des Eises hängt mit der Krystallisation zusammen: jedes einzelne Gletscherkorn, von dem andern in der Regel durch „Haarspalten" getrennt, ist ein krystallographisches Individuum, wie auch die Körner des Marmors oder des Steinsalzes es sind. Der Gletscher besitzt eine gewisse Schichtung durch „Schmutzbänder", d. h. durch Lagen von Staub, von Blättern, Tierresten etc., die in der schneearmen Jahreszeit auf die Oberfläche fallen. Ausserdem finden sich in sog. Gletscherbrunnen, in Spalten, in Kanälen der Schmelzwasser etc. nicht selten Sand, Grus und Steine etc. Das Eis der Gletscher fliesst auf geneigtem Boden thalabwärts, und die Anhäufung neuer Schneemassen in den Firngebieten wird durch dieses Abwärtsfliessen ziemlich aufgewogen. Ein gewisses Wachstum des Eises beim Gletscher selbst tritt zuweilen durch die Absorption des in der Luft befindlichen Wasserdampfes und durch zeitweilig eintretende Vereisungen von Schneemassen ein, welche auf den Gletscher, auch in seinen unteren Teilen, niederfallen, Spalten im Gletscher füllend oder seine Oberfläche deckend. Indes ist ausserhalb des Polarkreises der letztgenannte Vorgang so wenig wirksam, dass schon im Anfange des Monats August

[1]) Eine Drahtschlinge, an der ein grösseres Gewicht (z. B. ein Viertelzentner) hängt, dringt durch ein Eisstück hindurch, das aber durch Wiedergefrieren des Wassers in der entstehenden Fuge als Ganzes erhalten bleibt. Der Versuch gelingt im Hörsaale am besten, wenn man durch ein übergehängtes Tuch die warme Stubenluft verhindert, die Fuge zu durchziehen und zu erweitern.

in den Schweizer Alpen gewöhnlich aller vorjährige Schnee von der Oberfläche der Gletscher verschwunden ist oder, wie man sich ausdrückt, der Gletscher sich „aber“ oder „geabert“ zeigt. Um die Absorption zu bestimmen, wog Hugi einen glatt gehobelten Eiswürfel. Derselbe nahm bei $+ 1{,}0^0$ bis $1{,}5^0$ in einer Nacht um



Fig. 88.



Löffelförmiges, im erweiterten Thal breites Ende des Rhonegletschers im Jahre 1864. Nach einer Photographie.

13 Lot an Gewicht zu, behielt am folgenden Tage ein vergrössertes Volum, wurde aber auffallenderweise während des Tages um ebensoviel wieder leichter. Nach Ablauf von 16 Tagen war das Volum unter Bildung einer rauhen, warzigen Oberfläche sehr stark angewachsen, die Masse hatte aber trotzdem an Gewicht mehrere Pfunde verloren.

Die Bewegung der Gletscher entspricht der von Wasserströmen oder Lavaströmen und ist der letzteren ähnlicher, weil auch Lava beim Zuge reisst und birst, durch Druck aber zusammengedrängt wird. Die Bewegung der Gletscher ist abhängig von der Gestalt der Fläche, auf der sie auflagern. Der Gletscher verbreitert sich mit dem Thale und drängt sich auf ein schmales Bett in den Thalengen zusammen. Letzteres geschieht natürlich gleichzeitig mit einer Aufstauung. Wo die Böschung des Gehänges eine wechselnde ist, entstehen anf den steilen Hängen durch Reissen und Zug Spalten, bei geringerer Neigung werden deren Wände zusammengedrängt und die Masse wird wieder zu einer einheitlichen. Die Oberfläche des Gletschers zeigt sich daher durchaus abhängig von der Gestalt des Untergrundes.

Die Bewegung ist unter sonst gleichen Verhältnissen auf steilem Gehänge am schnellsten. Sie wird durch Verengerung des Bettes oder Ungleichförmigkeiten des Bodens nicht besonders gehemmt. Die Oberfläche rückt, wie bei allen strömenden Massen, rascher als die inneren Teile, und von dieser Oberfläche bewegt sich die Mitte schneller als die Seiten. Ueberdies wird die Bewegung beschleunigt durch Regen- and Schneeschmelzen, sie ist bei heissem Wetter stärker als bei kaltem, bei Tage grösser als nachts. Der Winter hemmt die Bewegung nicht ganz. Eine ruckweise Bewegung findet nie statt, allerdings erzeugt das Aufreissen von Spalten gar nicht selten besondere, eigentümliche Erzitterungen des ganzen Gletschers.

Mit grosser Gewalt drückt der Gletscher auf seine Unterlage. Diese Kraft konnte an einigen Stellen mancher Gletscher genauer gemessen werden. Solchen Bestimmungen kommt nur für den bestimmten Ort und für eine beschränkte Zeit Bedeutung zu. Denn der Druck ist gewöhnlich ungleichmässig verteilt. Die Gletscher wachsen zeitweise, zu anderen Zeiten schmelzen sie weiter als gewöhnlich ab. Die Zerspaltung des Eises und Abschmelzung an der Unterfläche des Gletschers verringern für manche Stellen, deren Lage natürlich mit der Fort-

bewegung der Masse wechselt, den Druck bis zur Herstellung blossen Luftdruckes: um so stärkere Pressung haben benachbarte, unter Eispfeilern gelegene Stellen der Untergrundgesteine auszuhalten.

Wiederholt ist beobachtet, dass Steinblöcke unter dem Gletscher zerquetscht worden sind; der Druck hat auf solche so gewaltig gewirkt, dass sie früher zertrümmert als ins Eis eingepresst wurden. Dementsprechend ist anzunehmen, dass harte Kalksteinbänke, die mit weichen Thonen oder Mergeln wechsellagern, durch Eispfeiler zerdrückt werden und dass ähnliche Ereignisse auch für andere nachgiebige Gesteinsmassen eintreten. Plastische Untergrundmassen können durch Eispfeiler zu Emporquellungen, Auffaltungen, örtlichen Verdrückungen etc. gebracht werden, wie solche bei Aufschüttung von Dämmen, Halden etc. beobachtet werden. Auch diese Einwirkungen betreffen bald diese, bald jene Stelle und die Fortbewegung des Gletschers verwischt meist allmählich die Spuren solcher Ereignisse.

In sehr vielen Fällen sind die durch den Druck des Eises direkt hervorgerufenen Erosionen darauf im wesentlichen beschränkt, dass lose Gesteinstrümmer und allenfalls lockere Felsarten aus dem Verbreitungsgebiete der Gletscher nach und nach herausgefegt werden, bis anstehende feste Felsbänke entblösst sind, deren Zusammenhalt durch den Druck nur verstärkt wird.

Indirekt wirkt der Gletscher auf solche Felsmassen durch Steine, Sand und Schlamm, welche sich oft zwischen Eis und Fels befinden und sich verhalten wie Schmirgel zwischen einer weichen Metallscheibe und dem harten Glase, das zu schleifen ist. Grosse, harte Steine erzeugen Furchen, Rillen, Schrammen und Ritzen in den Felsen. Das feinere schlammähnliche oder sandige Zerreibsel glättet und poliert deren Flächen. Die Ungleichheit der Härte und die natürlichen Absonderungsklüfte veranlassen bei langdauernder Einwirkung dieses Schleifens die Entstehung eigentümlich gerundeter Felsbuckel: der Rundhöcker oder Nollen (Fig. 89).

Die Bewegungsrichtung des Gletschers ist gewöhnlich

durch die mittlere Richtung der Schrammen angedeutet. Indes sind diese doch häufig in verschiedenster Weise gekreuzt und namentlich diejenigen Rillen, welche von den in zusammengepressten Sand- und Schlammmassen befindlichen Brocken herrühren, nicht von den im Eise fest eingeklemmten, gleichsam als Feilenzähne dienenden Steinen, verlaufen in der Richtung, wohin das Schleif-

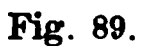


Fig. 89.



Rundhöckerbildung an der Grimsel (begünstigt durch schalige Absonderung des dortigen Granites). Nach einer Photographie vom Jahre 1864.

material ausweichen kann, nicht in der, wohin der Gletscher sich bewegt. Es kann also die Schrammungsrichtung senkrecht zur Bewegungsrichtung stehen, wo Absonderungsklüfte des Untergrundgesteines oder Gestaltung der Felshindernisse der Gletscherbewegung dies bedingen.

Wie leicht Felsen überhaupt geglättet, geschrammt und geritzt werden können, sieht man an der starken

Einwirkung der wenigen Sand- oder Kieskörner, die an bergab gleitendes Holz unserer Gebirgsschläge sich angeheftet haben: an der Felsschrammung, längs der Holzschlaufen und steilen Bergwege unserer mitteldeutschen Gebirge.

Der Abschleifung durch den Einfluss des Gletschers gegenüber erscheint diese Wirkung sehr stark, weil die Reibung gleitender Hölzer eine ziemlich schnelle zu sein pflegt. Es ist ja vom künstlichen Schleifen bekannt, wie sehr unter sonst gleichen Umständen die Schnelligkeit der Bewegung die Wirkung verstärkt, weil die reibenden Körner durch das Trägheitsgesetz verhindert sind, ihren Ort bei schneller Bewegung so leicht zu wechseln wie bei langsamer. Gesteinsstücke, welche, innerhalb des Gletschereises steckend, den Untergrund geglättet haben, werden natürlich selbst ebenso abgefeilt und gewinnen ganz ähnliche Ritzen und Schrammen wie diese Felsmassen. Dergleichen Schliffe oder Ritzungen treten nicht selten an mehreren Flächen solcher „Schleifsteine“ oder „Mahlsteine“ auf. Das Zerreibsel der Mahlsteine und der Untergrundfelsen ist meist ein feiner Schlamm, der beim Schleifen der Felsflächen eine erhebliche Bedeutung hat.

Allmählich führt der Gletscher die in denselben eingebackenen Gesteinsmassen und diejenigen losen Stücke, welche an seinen Oberflächen liegen, thalabwärts. Oben auf dem Eise häufen sich besonders solche Gesteinsstücke, welche von den benachbarten Bergspitzen oder Thalwänden herunterrollen. Sie bilden gewissermassen Uferwälle: die „Gandecken“ oder Seitenmoränen. An Stellen, wo die Gletscher mehrerer ineinander mündender Thäler miteinander verschmelzen, verknüpfen sich miteinander auch diese seitlichen Trümmermassen und bilden sogenannte „Mittelmoränen“ oder „Guferlinien“. Daran kann man zählen [1], aus wieviel Armen ein Gletscher gebildet ist (Fig. 90). Die Mittelmoränen treten nach abwärts gewöhnlich schärfer über die Fläche des Eises

[1]) Die Mittelmoränen entsprechen $H + 1$ Gletscherarmen.

hervor, weil sie selbst die Einwirkung der Sonne auf das Eis hemmen und deswegen, von förmlichen Eisrücken getragen, sich über die sonstige Oberfläche des Gletschers erheben.

Von den auf der Oberfläche des Gletschers in Moränen oder vereinzelt liegenden Steinblöcken kennt man eine eigentümliche Fortbewegungsart. Dieselben bilden, weil sie die Abschmelzung für ihre eigentliche Unterlage

Fig. 90.



Der Unteraargletscher und seine Guferlinien nebst dem Oberaargletscher 1864. Nach einer Photographie.

hemmen, auf Eissäulen getragene „Gletschertische". Nach der Sonnenseite, also meist nach Mittag, brechen oder sinken diese von der tragenden Eissäule allmählich herab, weil der Fuss der Säule selbst der Abschmelzung unterliegt. Dann rückt der Felsblock etwas weiter fort und schirmt wiederum eine Zeitlang das unter ihm befindliche Eis vor der Abschmelzung, so dass er eine Querbewegung über manche Gletscher bei langsamem Laufe der letz-

teren zu machen im stande ist; bei anderen Gletschern wandern die „Tische“ schneller als das (in den Alpen) von Nord nach Süd fliessende Eis, bei noch anderen wieder langsamer als der Eisstrom.

Alles Steinmaterial, das sich unter dem Eise befindet, wird als Grundmoräne bezeichnet. Eisthore am Gletscherende und manche Spalten ermöglichen es bis-

Fig. 91.

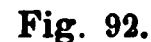


Moränen an der Strahlegg 1864.
Nach einer Photographie.

weilen, Wanderungen unter dem Gletscher auszuführen. Man nimmt in den Alpen bei solchen Gelegenheiten wahr, dass auf grosse Strecken hin gewöhnlich das Eis entweder unmittelbar den nackten Felsboden berührt oder, gewissermassen getragen von grösseren und kleineren Steinpfeilern, über demselben steht. Diese Steinpfeiler selbst gehören natürlich zu jenen Schleifsteinen, welche

zur Glättung und Ritzung des Untergrundes beitragen, sie sind es, die nicht selten durch den ungeheuren Druck zerpresst werden.

An manchen Punkten haben die Schmelzwässer, welche unter dem Eise sich bewegen, Steine und Sand


Fig. 92.

Gletschertisch auf dem Unteraargletscher 1864.
Nach einer Photographie.

zusammengehäuft. Kiesmassen von grösserer oder geringerer Ausdehnung sieht man dann unter dem Eise des Gletschers dem Felsen aufliegen. Auch hat man zuweilen Gelegenheit, wahrzunehmen, dass die feineren,

schlammartigen Zerreibsel auf bestimmten Stellen[1]) zusammengeführt worden sind, wobei gewöhnlich einzelne grössere Gesteinstrümmer in solchem subglacialen Schlamme inneliegen.

Die subglacialen Bäche tragen ebenfalls zur Erosion ihrer Unterlage bei. Doch dürfte im grossen und ganzen die Richtung der subglacialen Wasserläufe vermöge der Druckeinwirkung des Eises und anderer Verhältnisse nicht eine sehr gleichbleibende sein. Tief eingreifende Wasserrinnen scheint noch niemand unter einem Gletscher wahrgenommen zu haben.

Die Schmelzwässer bewegen sich aber nicht nur unter dem Gletscher, sondern zum erheblichen Teile auch auf und in demselben. Wir finden an warmen Sommertagen förmliche kleine Bäche, die einen kürzeren oder längeren Lauf auf dem Eise nehmen und kleinere oder grössere Bruchstücke des Mittel- und Seitenmoränenmaterials mit sich fortführen. An einzelnen Punkten, namentlich in Spalten, dringt solches Wasser in den Gletscher ein, quillt etwa an anderer Stelle wieder hervor und bewegt sich schliesslich dem Grunde desselben zu. Dabei wirken die mehr oder weniger grossen Spalten und Kanäle im Eis gewissermassen wie Filter; ein erheblicher Teil des mitgeführten Steinmaterials, Kies, Grant und dergleichen, bleibt in diesen Spalten, verstopft dieselben auch wohl und nötigt den Gletscherbach, einen anderen Weg einzuschlagen. An einzelnen Stellen gibt es förmliche starke Wasserfälle, die sich in den Gletscher hineinstürzen. Ein grosses Getöse kündigt solche sogenannte Gletschermühlen an. Man hat vielfach angenommen, dass solche in den Gletscher eindringende Wasserfälle vermöge der von ihnen wirbelnd bewegten Steine trichterförmige Löcher in die Unterfläche einbohren könnten. Dergleichen „Riesenkessel“ werden am häufigsten in den Flussbetten und

[1]) Des Verfassers Beobachtungen in dieser Richtung, welche vorzugsweise am Wyttenwassergletscher, am Muttengletscher und einigen anderen Gletschern des Gotthardgebietes gemacht wurden, stimmen in dieser Beziehung sehr wohl überein mit denen von Heim und einigen anderen alpinen Forschern, während von anderen Seiten eine bedeutendere Anhäufung subglacialer Schlämme von geschiebelehmartigem Gefüge als die normale Form der Grundmoränen angegeben wird.

Bachbetten durch schnellfliessendes, sich stauendes, daher wirbelndes Wasser erzeugt; also können recht wohl die Stauungen am Gletschergrunde schnell abfliessender Schmelzwässer solche Wirbel hervorrufen und „Riesenkessel“ erzeugen, während die Beobachtung, dass solche Auskesselungen nur selten bei Wasserfällen auftreten, gegen die oben angeführte Deutung spricht (vgl. S. 315).

Endmoränen heissen die Anhäufungen von Steinen, Sand und Schlamm, welche am unteren Ende von Gletschern durch eine Verschmelzung aller vom Eise und mit demselben bewegten festen Massen sich bilden und welche sehr oft als halbmondförmige oder hufeisenförmige Wälle mit nach vornehin gewölbtem Bogen Thalabschnitte begrenzen, wenn sie dem zerstörenden Einflusse der Schmelzwässer und der Regengüsse Widerstand zu bieten vermögen. Die eben angeführten Ursachen bringen es mit sich, dass örtlich und zeitlich manche Gletscher keine deutliche Endmoräne haben und dass diese meistens erst bei längerem gleichmässigen Stande des Gletscherendes für die Gestaltung einer Gegend bedeutungsvoll wird.

Rückstandsmoränen darf man die gesamte, erst vom Eise bewegte und mitgeführte Masse von grobem und feinem Material nennen, welche beim Abschmelzen eines Gletschers in dessen Raum zurückgeblieben ist.

Messungen über die Quantität des festen Materials, welches einem Gletschergebiete entnommen wird, sind noch nicht in grosser Zahl angestellt. Diese Beobachtungen sind deswegen ziemlich schwer, weil der Schlammgehalt der Thalgewässer ein sehr wechselnder ist. Wer in den Alpen frühmorgens den Gletschern zueilt, sieht wunderbar klares Wasser in den alpinen Flüssen und Bächen. Erst wenn die Sonne mehrere Stunden gewirkt hat und die Abschmelzung des Eises stärker geworden ist, bestehen dieselben Flüsse, Bäche und Wasserfälle aus einer Flüssigkeit, in welcher man die fremden Teile erkennt, die aber äusserst selten so schlammig wird wie derselbe Alpenbach nach einem halbstündigen Regen. Im Sommer scheint äusserst selten mehr als der 6- bis 7000. Teil des Wassergewichtes an Schlamm im Wasser

sich zu befinden; im Herbste und Winter, wenn die Bewegung des Gletschers geringer wird, ist auch der Schlammgehalt des Wassers ein sehr unbedeutender. Nach Heim würde der Unteraarbach jährlich höchstens 6000 cbm Gestein in Gestalt von Gletscherschlamm bewegen, etwa $^1/_{20000}$ des Wassergewichtes. Am Fornogletscherbach fand derselbe Forscher im Juni nur $^1/_{250000}$ Schlammgehalt. Auch Hellands Zahlen über die Erosionswirkung der norwegischen und der grönländischen Gletscher lassen einen Schlammtransport von höchstens $^1/_{20000}$ der jährlichen Wassermasse erwarten. Der grosse Justedalsgletscher soll nach Helland jährlich 69000 cbm Fels, d. h. einen Würfel von 41 m Seitenlänge entfernen. Ungleich grösser ist die Schlamm- und Geschiebeführung der Gewässer in unseren mitteldeutschen Gebirgen, worüber wir auf Seite 305 und 317 verweisen.

In den Alpen hat man oft Gelegenheit, die Wirkungen der Gletschererosion mit denen der gewöhnlichen Abtragungsursachen anderer Art zusammenzuhalten, auch an einer und derselben Stelle die Spuren der vollkräftigen atmosphärischen Erosion, die seit dem Zeitraume vor der „Eiszeit“ auf die Zackenkämme des Gebirges wirkt, mit denen der eiszeitlichen Veränderungen und den Zerstörungen seit Beginn des „postglacialen“ Zustandes des betreffenden Punktes zu vergleichen. Man ersieht leicht, dass das Thal in der Eiszeit einen Schutz genossen hat, wie jetzt noch die gletschererfüllten Thäler von geringeren Veränderungen betroffen werden als benachbarte eisfreie.

Die Abflüsse grosser Gletscher scheinen viel Zeit zur Ausfüllung selbst kleiner Seebecken [1]) zu gebrauchen; mehr als in nahe gelegenen Landstrichen die Bäche und Flüsse, selbst wenn dort die Pflanzenwelt dem Boden mehr Schutz gewährt, als in Gletschergebieten vorhanden und geboten zu sein pflegt.

---

[1]) Man vergleiche die Grimselseen mit den Wasserbecken im Schwarzwalde!

4. Erosion durch Wellen.

Wogendes Wasser ist ein hochbedeutender Faktor der Umgestaltung der Oberfläche des Erdballes.

Die Wirksamkeit desselben äussert sich natürlich am stärksten am Meeresgestade, aber alle Binnengewässer zeigen auch mehr oder minder bedeutende Spuren davon, und manche See- und Fluss-Uferstellen sind nicht minder lehrreich als gewisse Küstengebiete.

Vielfach lässt sich u. a. wahrnehmen, dass die Seiten, wohin von herrschenden Winden die Wellen getrieben werden, mehr vom Wasser ausgenagt und zerstört werden als die im Windschatten liegenden Uferstrecken. Zu den Seen, an denen dies in auffallendem Masse der Fall ist, gehört der „salzige See“ des Eisleben-Mansfeldischen Hügellandes. Bei Flüssen haben solche Wahrnehmungen stellenweise dazu verführt, dass man einen Einfluss der Erdrotation auf die Wasserbewegung wirksam glaubte.

Den Druck der Meereswellen hat Stevenson in Westschottland zu messen versucht. Er fand für den Sommer die mittlere Kraft der Strandwellen einem Drucke von 2983 [1]) kg pro Quadratmeter gleich, im Winter einem solchen von 10185 kg pro Quadratmeter.

Die Kraft der Wellen wirkt vorzüglich in der obersten Partie des Wassers, also in der nächsten Nähe der Küste selbst. Ist der Meeresgrund ein steil abfallender, so kann diese Kraft in ihrer ganzen Fülle wirken, während auf flachem Grunde die Wellen nicht in dem Masse sich fortzupflanzen vermögen, auch in dem vom Lande zurückkehrenden „Unterstrome“ der Welle ein stärkeres Gegengewicht finden. So kommt es, dass überall, wo an die Meeresküste seichtes Wasser grenzt, die Erosionswirkungen geringer sind als an Stellen steilerer, unterseeischer Böschungen. Die Schwächung der Wellenkraft wird um so mehr fühlbar, wenn etwa die Wellen selbst dem Lande Gesteinsmaterial zutragen oder wenn Wind Dünensand und Staub an eine bestimmte

---

[1]) Pro Quadratfuss sommers 611 Pfund, winters 2086 Pfund.

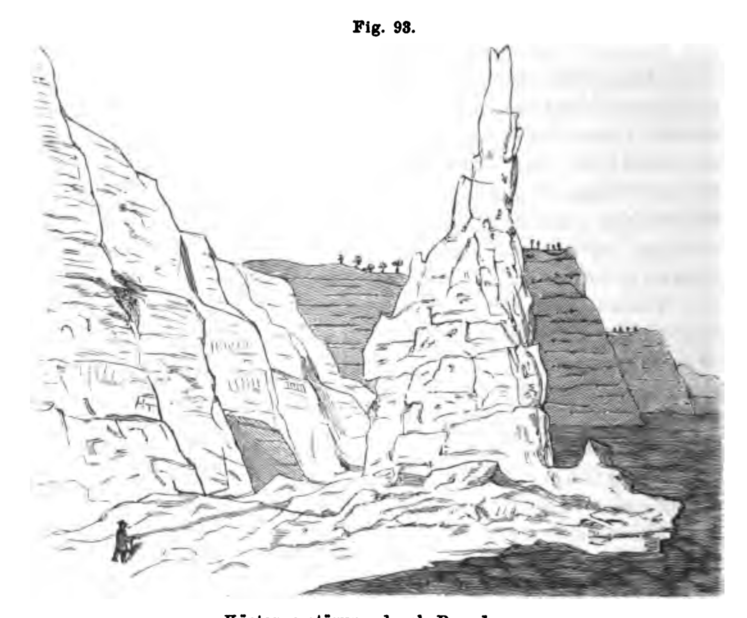
Stelle der Meeresküste führt, oder wenn endlich, wie es an vielen Stellen der westafrikanischen Küste so stark der Fall ist, vom Lande her kommendes Flusswasser mit den Wellen des Meeres einen erbitterten Kampf durchzukämpfen hat. Das abfliessende Süsswasser drängt sich den anstürmenden Wogen des Meeres entgegen und treibt deren Fuss zurück, so dass die weissen Wellenkämme überstürzen und die den Schiffern so bedrohlichen Barren bilden, welche den Verkehr mit jener Küste, wie mit manchen anderen Küsten, in hohem Masse hemmen.

Die Kraft der Wellen nimmt nach unten zu sehr stark ab. Nach den Untersuchungen der Gebrüder Weber ist die Tiefe der bewegten Wassermasse 350mal grösser als die Höhe der Welle. Meistenteils können also im flachen Wasser nur kleinere Wellen entstehen und sich halten und unbedeutend verhältnismässig ist die Wellenwirkung schon in einer Tiefe von 50 Faden oder 100 m. Dennoch können die Sturmwellen nicht selten noch aus 100 Faden Tiefe Materialien allmählich an den Küsten heraufführen. Die Schwingungen der grössten bekannten Wellen müssen bis in eine Tiefe von 1000 Faden herabreichen. Ganz unbewegt ist übrigens auch der Grund der tiefsten Meere nicht; denn die Bewegungsform der grossen Erdbebenwellen hat benutzt werden können, eine ungefähre Zahl für die mittlere Tiefe grosser Oceane zu finden, ehe eine direkte Messung möglich war.

Die anstürmenden Wellen haben natürlich am Ufer einen ungleichen Widerstand zu überwinden, je nach der Beschaffenheit des vorhandenen Gesteins, nach dessen Klüftigkeit und etwaiger Beweglichkeit. Eine sehr kräftige Einwirkung wird ausgeführt auf Gesteine von mässiger Festigkeit, die in verhältnismässig kleine Bruchstücke zerrieben werden können, z. B. auf Granit, auf Gneiss und dergleichen. Weiterhin sind einer sehr starken Zerstörung häufig die festeren Gesteine unterworfen, welche, in kubikfussgrosse und ähnliche Stücke zerfallend, allmählich durch die Wellen zu kleineren Zerreibseln zerstört werden können. Diese Beschaffenheit besitzen viele

Kalksteine, deren chemische Angreifbarkeit durch das Seewasser wir bereits besprochen haben, und ähnlich verhalten sich hinsichtlich der Zerklüftung sehr viele vulkanische Gesteine. Thonige Gebirgsmassen sind zwar verhältnismässig leicht bewegbar, sie bieten aber doch den Meereswogen einen stärkeren Widerstand, als man nach der Weichheit erwarten sollte. Obwohl manche

Fig. 93.



Küstenzerstörung durch Brandung.
El roque partido bei Agaete, Canaria nahe dem Fundorte der schönen Kalkspatkrystalle.

Beispiele von Zerstörungen aus dem Gebiete des Londonthons, wo dieser die Küste bildet, bekannt und wiederholt abgebildet sind[1]), sind offenbar die Erosionen durch die Wellen im Gebiete des Kanals, wo Kreidefelsen und die darunter liegenden Gesteine zu überwinden

[1]) Lyell Principles of Geology II. 300.

waren, und in manchen anderen Gegenden noch bedeutender. Bei den thonigen Gebirgsmassen mag die Kohäsion des plastischen Gesteins in vielen Fällen zur Geltung kommen.

Die Wellen ergreifen die Stücke des Ufergesteins, rollen sie, schlagen sie gegeneinander und gegen die Uferfelsen mit einer Gewalt, dass man in vielen Gegenden ein stetes Getöse der Brandung gleich einem Kanonendonner vernimmt, es werden aber viele von diesen Geröllen dann, wie bereits früher [1]) besprochen wurde, in Dämmen, die einer weiteren Zerstörung entgegenwirken, abgesetzt. Eine grosse Menge der Gesteinstrümmer, welche von den Wogen bewegt werden, muss nach und nach auch auf dem Meeresboden in geringer Entfernung von der Küste sich zusammenhäufen. Solche Anhäufungen tragen zur Abböschung der Küsten und damit gewissermassen zur Beschützung derselben bei, weil sie die Wassertiefe in der Nähe des Ufers vermindern.

Die bedeutende Kraft, welche gerade in der nächsten Nähe der Wasseroberfläche ausgeübt wird, gibt sich sehr häufig durch eine Terrassenbildung zu erkennen. Treten Hebungen der Küsten ein, so finden sich solche Terrassen im Innern des Landes als sogenannte Strandlinien, wie sie besonders von der norwegischen Küste aus jenem Gebiete beschrieben worden sind, das durch die Geringfügigkeit der atmosphärischen Niederschläge vor sehr starker Regenerosion geschützt ist [2]).

Wie weit die Brandungswellen die förmliche Zerstörung grösserer Landmassen bewirken können, davon geben uns manche Gegenden einen klaren Beweis. Es sind besonders jene Landschaften, wo, wie im Eingange erwähnt wurde, die Flutwellen eine ungeheure Höhe erreichen, die der Wellenerosion in höchstem Masse anheimfallen. Nach allen Verhältnissen ist mit Sicherheit anzunehmen, dass der Kanal zwischen England und Frankreich in geologisch jüngster Zeit und, den Tiefenverhältnissen dieser Meeresstrasse entsprechend, lediglich

---

1) Siehe oben S. 234.
2) Herr Professor R. Lehmann: Ueber Strandlinien (1877).

durch die Kraft der Wellen erzeugt worden ist. Noch in diluvialer Zeit hat vermutlich die Themse einen Nebenfluss des Rheins dargestellt. Dieselben diluvialen Säugetiere sind in England verbreitet, welche auf dem europäischen Festlande vorkamen. Ob auch für nachdiluviale Einwanderung von Tieren nach England dieselbe Landbrücke bestand, ist zweifelhaft, weil der Umstand, dass noch nicht alle Tiere der Gegenwart in diluvialen Schichten beobachtet worden sind, durchaus nicht beweist, dass dieselben zur Diluvialzeit nicht gelebt haben.

Von anderen grösseren Meeresgebieten ist weniger bestimmt zu sagen, ob dieselben lediglich durch die Kraft der Brandung entstanden, oder auch durch andere Kräfte erzeugt sind. Es ist zwar zweifellos, dass unserer norddeutschen Küste die friesischen Inseln einst landfest angehört haben, doch muss für durchaus fabelhaft alles das gelten, was über die noch im Mittelalter so sehr viel bedeutendere Grösse von Helgoland veröffentlicht worden ist.

In seinem grossen Werke über China hat F. v. Richthofen die Erosionskraft der Brandung für fähig erklärt, ganze Kontinente hinweg zu führen. Er nennt diese Thätigkeit der Brandung die Abrasion des Landes. Wir kennen im geologischen Bau der genauer untersuchten Landschaften nicht mit voller Sicherheit ein Beispiel, welches für Strecken, die ihrer Ausdehnung nach als Kontinente zu bezeichnen wären, solche Zerstörungen konstatiert. Gleichwohl haben wir in Deutschland und anderwärts vielfache Beispiele von der ausebnenden Wirkung, welche die Zerstörung durch die Brandung in vielen Fällen bewirkt haben muss. In Deutschland kommt hierbei vorzugsweise in Betracht die Erscheinung, welche sich darbietet durch die ungleichförmige Ueberlagerung der gefalteten und mannigfach aufgerichteten, älteren Schiefergebirge in Thüringen, am Harz, auch am Odenwalde und Schwarzwalde, durch das Rotliegende und durch die produktive Steinkohlenbildung, oder auch durch Zechstein. Indem wir auf die Abbildung Seite 111 verweisen, bemerken wir, dass an dieser Stelle schon vor

120 Jahren erkannt werden konnte, wie das Schiefergebirge seine aufgerichtete Stellung eingenommen und Zerstörungen erlitten haben musste, bevor die jüngeren Gebilde sich darauf absetzten. Die mannigfaltig durcheinander gefalteten und umgebogenen Schichten der paläozoischen Schiefergebirge haben aber zusammen mit vulkanischen Gebilden aus der Zeit der Steinkohlenbildung und des Rotliegenden das Material geliefert, aus welchem die Konglomerate dieser Abteilungen zum erheblichen Teil zusammengesetzt sind. Dass diese Schiefermassen und die darin gelegenen Quarzite und dergleichen nur durch Wellen zerrieben und zu Geröllen umgestaltet werden konnten, liegt auf der Hand. Sie konnten auch durch die Wellen nur innerhalb der oberen Teufen des Meeres zerstört werden; denn alles, was in grösserer Tiefe als 100 Faden lag, war vor dem Angriffe der Wogen, vor einer Zerreibung ziemlich geschützt. Wir kommen zu der Ueberzeugung, dass eine nicht unbedeutende Menge von inselartigen Hervorragungen in jener Zeit durch die Brandung zerstört worden sein muss. Ganz ähnliche Betrachtungen ergeben sich für einen Teil der Alpen, wenn wir die konglomeratischen Massen der mittel- und oberoligocänen, sowie miocänen Nagelfluhen und anderer gleichzeitiger Ablagerungen mit den Oberflächenformen vergleichen. Nur wenig älter ist die in jüngster Eocänzeit und ältester Oligocänzeit eingetretene Zerstörung älteren Landes, welche in dem jetzigen pyrenäischen und subpyrenäischen Gebiete stattgefunden hat und deren Resultat unter anderem die Konglomeratbildung des Mont Serrat und seiner Umgebung ist.

5. Erosion durch strömendes Meerwasser.

Strömendes Meerwasser ist in seinen Wirkungen verhältnismässig wenig beobachtet. Welchen Anteil Meeresströmungen an beobachteten Erosionen gehabt haben, lässt sich kaum mit voller Sicherheit bestimmen. Für diese Ansicht lassen sich einige Verhältnisse geltend machen. Die Inselgruppen der Canarien und des Madeira-

Archipels haben alle nach derjenigen Seite hin, von welcher jetzt die Meeresströmungen sie berühren, ihre hauptsächlichsten Steilküsten. Am stärksten entwickelt sind die letzteren nach der nordwestlichen Seite hin, nach welcher mehrere dieser Inseln nahezu senkrechte Wände von mehreren tausend Fuss darbieten, am bedeutendsten Gran Canaria in der Gegend von Agaete. Es bleibt allerdings zweifelhaft, wie weit diese stärkere Zerstörung der Küste und der Inselmassen auf die Meeresströmung zurückzuführen ist, und zwar um so zweifelhafter, weil die Inseln im Gebiete des Nordostpassates gelegen sind und vorzugsweise aus vulkanischem Materiale bestehen. Soweit das Niederfallen dieses Materials durch den Wind mit bestimmt wurde, mussten sie nach der südlichen Seite flacher, also gewissermassen fester stehen, als nach der Nordseite. Und der Passatwind verstärkt auch die gewöhnlichen Wellenerosionen. Wie oft herrscht jetzt noch Windstille und ruhiges Wasser auf der Südseite dieser Inseln, wenn an der Nordseite derselben das Wasser in gewaltigen Wogen heranstürmt, Steine fortreisst, an die Küste schleudert und den Staub der Brandung über 50 m hoch emporspritzen lässt!

Eine eigentümliche Art von Erosion durch strömendes Meerwasser lässt sich nur da besonders nachweisen, wo durch die Gezeiten oder durch Stürme Anstauungen des Wassers stattfinden. Die „Aestuarien-“ und „Wattengebiete“ bieten hierfür ein belehrendes Beispiel. Auf dem im allgemeinen ebenen, meistenteils schlammigen Boden derselben, welcher jeden Tag zweimal dem Einflusse der Luft ausgesetzt und für Menschen und Tiere betretbar wird, zeigt sich ein förmliches System von Kanälen, Rinnen und Rillen, welche für die Schiffe zeitweilige Zuflucht während der Ebbe bieten und von den Wattenläufern mit Geschicklichkeit und Sorgfalt vermieden werden [1]). Das Netzwerk von Kanälen, welches innerhalb dieses Wattengebietes besteht, verdankt

[1]) Siehe unter Anderem: Meyn, Karte von Schleswig-Holstein, Abhandlungen der Geologischen Landesanstalt. Jahrgang 1882. Bd. III Heft 3.

einzig und allein dem Rückzuge des Meerwassers seinen Ursprung.

Jenen Kanälen und Rinnen analoge Erscheinungen zeigen sich, wie es scheint, im norddeutschen Diluvialgebiete und in der eigentümlichen Verteilung gewisser tertiärer Ablagerungen von Frankreich. Ausser diesen Aestuarien bieten auch die Koralleninseln in den Kanälen, durch welche die Atolle zugänglich sind, ein Beispiel für die Zerstörung von festen Gesteinsmassen durch das fliessende Meerwasser. Diese Kanäle bilden sich jedesmal da aus, wo das Wasser ausströmen muss, welches durch Gezeiten oder Stürme in das Innere der Lagune getrieben wird.

6. Erosionswirkungen, welche durch die Schwerkraft der Gesteinsmassen bedingt sind.

Die Schwerkraft fester Gesteinsmassen ist der wesentlichste, wenn auch nicht immer einzige Faktor einer Menge von Erosionserscheinungen, die häufig mit grosser Gewaltsamkeit auftreten. Es gehören hierher die Felsstürze, Bergstürze, Bergschlipfe oder Bergrutsche, Landschlipfe oder Erdschlipfe, Schlammströme, Erdfälle und dergleichen. Bei einer ganzen Anzahl dieser Erscheinungen handelt es sich nur um die Veränderung bestehender Thäler oder vorhandener Uferstrecken und Klippen des Meeres. Auch werden Bergwände neben Ebenen in solcher Weise verändert. Die Umgestaltungen selbst können von höchst bedeutender Art sein. Bisweilen stauen sich die Gewässer hinter den abgerutschten Gesteinspartien zu Seen auf. Später arbeitet sich zuweilen das Wasser durch seine Dämme hindurch und verursacht verheerende Fluten. Mittelbar führen dergleichen Vorgänge zur Entstehung besonderer Stufen der Thäler.

Nur schwer lassen sich in vielen Gebirgen die durch Bergstürze zusammengeführten Massen von grösseren Moränen unterscheiden. Das sicherste Erkennungsmerkmal der Bergsturzwälle ist in der Regel das Vor-

handensein einer entsprechenden Lücke in einer nicht fern gelegenen Bergwand, während die Moränen neben ganz gleichförmig verlaufenden Thalwänden vorkommen können. In allen Hochgebirgen jüngerer Entstehung sind die Bergstürze häufig und tragen Felsstürze viel zur Isolierung der Gipfel bei. Aber auch im Mittelgebirge und im Hügellande sind dergleichen Erscheinungen häufiger, als man für gewöhnlich anzunehmen pflegt. Ein Felssturz ist in der Regel nur der Zusammenbruch eines, vorher durch ähnliche Ereignisse von seiner Umgebung abgetrennten Felsengipfels. Die Trümmermassen von Felsstürzen bedecken sehr häufig die Gehänge und sehr oft bleibt gewissermassen ein einzelner Steinhaufen als Rückstand eines imposanten Felsgebildes zurück.

Bei Bergstürzen setzt sich mit einemmale eine erhebliche Gesteinsmasse in Bewegung, ohne dass dabei die Schichtung des Gesteines eine erhebliche Bedeutung hätte. Bergsturzwände folgen in der Regel den Absonderungsklüften und sind in den verschiedensten Grössenverhältnissen bekannt. In unseren mitteldeutschen Gebirgen und Bergländern zeigen sich an vielen Stellen die Spuren von solchen Ereignissen. Die Schönheit des Bärethals bei Ilfeld a. H. wird sehr erheblich dadurch gesteigert, dass die gewaltige Trümmermasse eines Bergsturzes, der an der östlichen Thalwand stattfand, den Bach aufgestaut und genötigt hat, sich zwischen den Trümmern hindurchzuwinden. Eine ähnliche, aber kleinere Bergsturzmasse zeigt sich in dem „Schneetiegel“ bei Gehlberg am Thüringer Walde. Die wiederholt eingetretenen Bergstürze in der Nähe der Stadt Kahla beim Dohlenstein, dessen Wellenkalkwände von senkrechten Klüften durchzogen sind, haben seit Schmids Schilderung des Sturzes vom 1. Oktober 1881 die Aufmerksamkeit vielfach auf sich gezogen. Natürlich sind solche Ereignisse in unseren Gegenden viel schwächer und in ihren Folgen viel weniger furchtbar, als z. B. der Bergsturz von Elm, Ct. Glarus, bei welchem förmlich stromartig die Bergsturzmassen, gleichsam fliessend, durch einen

grösseren Teil der fruchtbaren Thäler sich bewegten, wodurch grosse Mengen von menschlichem Eigentum jäh zerstört wurden.

Bergschlipfe oder Bergrutsche sind im wesentlichen Bewegungen, welche auf der Schichtfläche irgend eines Gebirgsgliedes stattfinden und bei denen eine Aufweichung von thonigen Zwischenlagen durch Quell- oder Regenwasser häufig als die unmittelbare Veranlassung des Ereignisses hervortritt. Auf der thonigen Unterlage sind bei den bekannten Ereignissen von Goldau im Jahre 1819 die Massen thalabwärts gestürzt.

Als Landschlipfe oder Erdschlipfe pflegt man Massenbewegungen auf schwach geneigter Unterlage und auf kleineren Flächen zu bezeichnen. Dergleichen Ereignisse finden mit grösserer Langsamkeit statt, als die vorher bezeichneten. Jahrelang dauert oft die Bewegung fort, an gewissen Stellen findet man Anschwellungen des Bodens, an anderen bilden sich Einsenkungen. Auf der Oberfläche solcher gleitender Massen stehende Gebäude werden auseinandergerissen oder zusammengeschoben, ohne dass ein plötzliches Ereignis dabei einträte. Erdschlipfe kommen sowohl in Sedimentärgebirgen mit wechselnden Thon- und Kalkstein- oder Sandsteinlagen als auch in vulkanischen Gegenden vor, wo Zerweichung von Tuffschichten stattfindet, wie unter andern bei der Stadt Teror auf Gran Canaria.

Schlammströme brechen namentlich in gebirgigen Gegenden plötzlich aus irgend einer Stelle des Bodens hervor. Manchmal setzt sich unter der Last aufruhender Gesteinsmassen der grössere Teil einer thonigen Schicht in dieser Weise in Bewegung. Diese Schlammströme sind für die Gegenden, wo Eisenbahnen und dergleichen bedroht sind, sehr gefürchtete Erscheinungen.

Erdfälle erfolgen durch das Zusammenbrechen der Decken unterirdischer Hohlräume. Die Erdfälle werden meistenteils dadurch bewirkt, dass die Hohlräume im Laufe der Zeit durch unterirdische Erosion entstehen und sich erweitern. Sie sind überaus häufige Erscheinungen, überall, wo Salzlager, Gypsschichten und Gyps-

stöcke und ähnliche, leicht lösliche Gesteine in der Nähe der Erdoberfläche auftreten. Ist der Gyps etc. unmittelbar an der Oberfläche vorhanden, so bleiben die Erdfälle selbst gewöhnlich klein. Sind dagegen die Gypslager überdeckt von einer kalkigen Masse, so hält diese oft sehr lange, gleich einer gewölbten Decke, den inneren Hohlraum umschlossen und bricht erst spät zusammen. Seltener erzeugen Einbrüche der Decke ursprünglicher Hohlräume, z. B. der Lavahöhlen, die bei der Bewegung der Lava entstanden sind, in gleicher Weise Erdfälle. In der Regel zeigen die Erdfälle eine regelmässig trichterförmige Gestalt und fast abgezirkelt kreisrunden oberen Umriss. Manche Erdfälle füllen sich sehr bald mit Wasser, andere dagegen bleiben zwar durch einen sumpfigen und feuchten Boden bezeichnet, doch ohne grössere Wassermassen, noch andere sind absolut trocken. Ungemein häufig sind solche Erdfälle in vielen mitteldeutschen Gegenden. Im Jahre 1857, kurz vor dem 22. April, bildete sich ein kleiner Erdfall im Keupergebiete unweit Wallendorf bei Weimar am Galgenberg. Die Gyps führenden Keupermergel sind dort von diluvialem Lehm bedeckt, der allein in den steilen Wänden des ungefähr 5 m tiefen, 3—4 $^1/_2$ m breiten Loches zu sehen war. Ungleich bedeutender war ein gleiches Ereignis, welches einige Monate später bei Köttendorf unfern Weimar eintrat. Daselbst sank eine kleine, früher etwas sumpfige Fläche von etwa 60 m im Durchmesser samt den daraufstehenden Pappeln innerhalb einer Nacht so tief, dass man die mitversunkenen hohen Pappelbäume nur erblicken konnte, wenn man unmittelbar am Rande des entstandenen Erdfalles stand.

Im Gebirgsbau des unteren Wellenkalkes zeigen sich nicht selten Spuren von Erdfällen, wenn die darunterliegenden Rötgypse der Zerstörung anheimgefallen sind. Die Eisenbahn von Plaue nach Ilmenau hat in der Gegend von Angelrode einen sehr interessanten Durchstich angelegt, in welchem man eine ganze Anzahl derartiger Erdfallmassen nebeneinander sieht. Es kann sogar der Fall eintreten, dass eines der leicht löslichen Gebirgs-

glieder auf grosse Strecken durch unterirdische Erosion vollständig zerstört wird und dass dann auf Räumen von mehreren Quadratkilometern die Deckgebirgsmassen samt und sonders nachstürzen oder nachsinken und in unregelmässige Lagerungen geraten. Längst bekannt ist die eigentümliche Gebirgsmasse, welche im Mansfeldischen „Zechsteinasche“ genannt wird. Dieselbe ist in der Hauptsache die mehr oder minder zermahlene und beim Zusammenbruch zermalmte Masse einer kalkig-dolomitischen Deckschicht über vormals vorhandenen Zechsteingypsen (den älteren Gypsen dieses Gebildes), vermengt mit den Thon-Dolomit- und anderen Teilen, welche einst im Gyps und Anhydrit als Beimengungen oder Verunreinigungen enthalten waren, bei der Wegführung des Calciumsulfates aber ungelöst als Rückstände verblieben.

In grossartiger Weise sind wilde Trümmermassen entwickelt in der Nähe des vorhin genannten thüringischen Ortes Plaue gegen die ehemalige Reinsburg zu. Flächen, welche den Ort Kleinbreitenbach rings umsäumen, bestehen nur aus Trümmermaterial des unteren Wellenkalkes, welches mehr oder weniger in den Raum der vormaligen Gypslager des Röt heruntergesunken ist; wo gegen Norden, gegen die Reinsburg selbst und gegen den Rabenberg noch zusammenhängende Wellenkalkmassen anstehen, sind dieselben von tiefklaffenden Rissen durchzogen und längs derselben gegen einander verschoben.

Zur schliesslichen Gestaltung von bedeutenden „Querbrüchen“ durch Kalksteinketten tragen in der Regel die Einstürze der Decken unterirdischer Wasserläufe sehr viel bei. Ist einmal in einer bestimmten Richtung durch diese Einstürze das feste Gesteinsmaterial durchklüftet, so dringt das Oberflächenwasser nach und räumt die Schlucht gewissermassen aus. In einer Menge von Gebirgen zeigen die hauptsächlichen Kalklagen sich samt und sonders nur in engen Schluchten durchbrochen. Vormalige Wasserläufe von ganz anderer Richtung sind mehr oder weniger deutlich erkennbar und das Flussnetz vieler unserer europäischen Landschaften, sowohl in manchen

Kalkgebirgen Süd- und Mitteldeutschlands, als in Italien am Apennin, am Fusse des Balkan, beim Eisernen Thor an der Donau u. s. w., hat unverkennbar ganz anders ausgesehen, ehe jene tiefen Schluchten, Klammen etc. entstanden sind, d. h. als die Gewässer die Kalkketten noch umgingen.

Dass Erdfälle und Einsenkungen eine sehr grosse Bedeutung für die Erdoberflächengestaltung besitzen, geht aus der eben angeführten Darstellung zur Genüge hervor, wenn wir auch nicht in dem Masse von Einbrüchen in vulkanischen Gegenden reden, wie das von vielen Seiten geschieht. Einsturzkratere, welche von mehreren neueren Autoren für manche grössere Vulkane angenommen werden, scheinen nicht zu existieren.

7. Hebungen und Senkungen der Erdoberfläche.

Kommen bei den eben besprochenen Erosionswirkungen Verschiebungen einzelner Teile der Erdoberfläche meist auf eng begrenztem Raume vor, so sehen wir bei der Betrachtung des Gebirgsbaues und bei dem näheren Studium des Materials, aus welchem unsere Erdrinde zusammengesetzt ist, die Spuren sehr viel grösserer Bewegungen, die auf ungleich grössere Räume sich ausdehnen. Wir verweisen in bezug auf die Anordnung des Materials auf den geotektonischen Abschnitt, in welchem der Bau mancher Partieen unserer Erdrinde in seinen Grundzügen dargestellt wurde. Steil aufgerichtet stehende, ursprünglich aber horizontal abgelagerte Schichten, auch Verwerfungen, welche die Teile ursprünglich zusammengehöriger Gesteinskörper auseinander gerissen haben, sind danach allgemein verbreitet.

Im späteren Abschnitte, der die historische Geologie behandelt, wird besprochen werden, dass an den meisten Stellen der Erdoberfläche Reste von Meerestieren so häufig gefunden werden, dass man eine frühere Meeresbedeckung mit Recht überall anzunehmen hat. Es gibt nur wenige Gegenden, für welche man zweifelhaft sein könnte, ob dort jemals Meeresgrund gewesen wäre. Fasst man den

Bau grösserer Landschaften ins Auge, so ergibt sich unter anderem, dass die grossen granitischen und Gneissgebirge, wie wir sie in Brasilien, im südlichen Teile Indiens, in Skandinavien etc. vor uns sehen, und dass auch die kleineren granitischen Massen, z. B. die des bayerisch-böhmischen Gebirges selbst in dem Falle vom Meer später noch zugedeckt gewesen sein müssen, wenn ihre ursprüngliche Bildung nicht, wie wir für wahrscheinlich erklärt haben, eine marine war, bei welcher die Diagenese des Absatzmaterials die krystallinische Gestaltung vorzugsweise erzeugte. Das bayerisch-böhmische Gebirge z. B. muss überschritten worden sein von demjenigen Meere, aus welchem sich die Kreideschichten von Regensburg einerseits, und von dem inneren böhmischen Becken andererseits abgesetzt haben. Die kleinen Reste von Jurakalk, welche wir aus dem Innern Böhmens, bezüglich von der sächsisch-böhmischen Grenze kennen, erweisen, insbesondere bei der genaueren Untersuchung ihrer Fauna, dass zur Jurazeit das Meer über die heutige Gebirgsscheide hinwegging, vielleicht das ganze eigentliche Erzgebirge bedeckte und den fränkischen mit dem schlesischen und polnischen Jura in Verknüpfung brachte. Gleiches lässt sich aus der Betrachtung der Gesteine und der darin enthaltenen Fossilien für die grossen, skandinavischen Granit- und Gneissmassen, sowie für die brasilianischen beweisen.

Haben wir von dem Raume, den jetzt das Festland einnimmt, keine einzige Stelle, welche nicht einstmals vom Meere bedeckt sein musste, so ist der korrelate Schluss der, dass auch jede Stelle, welche jetzt Meeresboden ist, im Laufe der Zeit einmal oder wiederholt Festland gewesen ist. In der That können wir von zahlreichen Meeresstellen den direkten Nachweis führen, dass sie nicht zu allen Zeiten vom Meere bedeckt sein konnten. Wohl wissen wir, dass ein Meer niemals an allen Stellen seines Auftretens Schichten hinterlässt, dass Zerstörung des Absatzmaterials durch den chemischen Angriff des Meerwassers auf das Gestein oder auf das werdende Sediment es mit sich bringt, dass im tiefen Ocean ältere

Gebilde unmittelbar an den Grund des Meeres treten. Aber dennoch ist mit voller Sicherheit nachzuweisen, dass in gewissen, jetzt vom Meere bedeckten Teilen Zerstörungen stattgefunden haben, wie sie nur oberhalb des Meeresspiegels eintreten können. Das zeigt sich bei der genaueren Untersuchung des Baues verschiedener Inselgruppen, welche zum Teil weit innerhalb des Meeres gelegen sind, in der Mitte oceanischer Becken. Wir erinnern in dieser Beziehung sowohl an die Verhältnisse der Inseln und Inselgruppen des Atlantischen Oceans, als an die wohlbekannten Gebiete im Stillen Ocean, z. B. an Neuseeland.

Die Lehre von der Ursprünglichkeit der jetzigen Oceane wird den eben gegebenen Darlegungen gegenüber von einer nicht geringen Anzahl von Forschern behauptet. Wunderlicherweise werden aber Momente dafür geltend gemacht, die geradezu für die gegenteilige Ansicht sprechen. Wenn irgendwo aus dem Meere granitische Inseln auftauchen, so sollen diese den Nachweis liefern, dass dort von Anfang an Meeresgrund gewesen sei.

Müsste denn nicht an Stellen, die ursprünglich Meeresgrund waren, eine mächtige Reihe der jüngeren Meeresgebilde zur Ablagerung gekommen sein? Aus dem Meere auftauchende Granitinseln sind also im Gegenteil ein deutlicher Beweis dafür, dass, was auf dem Granit früher gelegen hat, hinweggeführt worden ist, und diese Hinwegführung hängt wahrscheinlich hauptsächlich mit den gewaltigen Erosionen zusammen, welche durch die atmosphärischen Niederschläge auf Festlandpartien ausgeübt werden.

Ebenso hat man, um die frühere, beständige Meeresbedeckung zu beweisen, betont, dass auf Inselgruppen in der Nähe der Sundainseln zwar paläozoische Schichten und namentlich Kohlenkalk vorkommen, dann aber nur noch tertiäre Bildungen. Jene Lücke der Ablagerungen, das Fehlen der mesozoischen Schichtenreihen, spricht im Gegenteil dafür, dass jene Gebilde in der Zwischenzeit Festland waren, oder wenigstens während eines Zeitraumes als solches bestanden. Nun ist allerdings nach dem

gegenwärtigen Stande unserer Kenntnisse nicht in Abrede zu stellen, dass ein Steigen oder Sinken des Meeresspiegels, also die Ueberdeckung irgend eines Erdstriches mit dem Ocean, keineswegs in allen Fällen eine Bewegung derselben Stelle der Erdoberfläche beweist. Wir wissen, dass durch die Anziehung des Wassers nach benachbarten Festlandsmassen hin oder selbst durch Aufschüttungen, die auf dem Meeresgrunde erfolgen, der Spiegel des Oceans erhöht werden muss. Die Berechnungen, nach welchen verschiedene Stellen des Meeresspiegels 1000, ja sogar 1400 m Höhendifferenz zeigen, sind, wenn wir die wirkliche Entfernung vom Erdmittelpunkte dabei zu Grunde legen, für erwiesen zu halten. Wir dürfen somit eine Meeresbedeckung grösserer Räume, die jetzt Festland sind, und eine Freilegung eines Teiles des Meeresbodens durchaus nicht in allen Fällen für Beweise von Hebung und Senkung ansehen, zumal da die Erdfeste durch Meteoriten stets wächst.

Es sind indes andere Verhältnisse, die in den geotektonischen Beobachtungen zur Geltung kommen, die uns dazu nötigen, auf- und abwärts gerichtete Bewegungen grösserer Teile der festen Erdoberfläche anzunehmen, und solche Bewegungen müssen ja auch ein Kommen oder Gehen der Meeresbedeckung, bezüglich eine Stauung von Binnenwässern oder ein Abfliessen der letzteren in erheblichstem Masse bewirken. Dass jede Schichtenbildung ursprünglich nur in nahezu horizontaler Lage erfolgen konnte, liegt in der Natur der Sache, überall also, wo Schichten senkrecht stehen oder übergekippt sind und ihr Liegendes zu scheinbar Hangendem haben, hat sich die feste Erdrinde bewegt, überall, wo Zerreissungen der Schichten die gleichzeitig und gleichartig abgesetzten Materialien in verschiedenes Niveau gebracht haben, sind ebenfalls solche Veränderungen eingetreten.

Es ist, wie bei den meisten Naturerscheinungen, ein Bestreben der Forscher, eine einzige Ursache für die Verschiebungen der Erdrindenmassen aufzufinden, eine Generalhypothese aufzustellen, welche alle Hebungen und Senkungen erklären soll, vielfach zur Geltung gekommen.

Es ist ein solches Bestreben psychologisch sehr begründet, denn der Mensch generalisiert nur allzu gern, und wer eine Ursache ergründet hat, die grosse Wirkungen hervorruft, versucht es gern, dieser Ursache auch noch weitere Wirkungen zuzuschreiben. Es sind daher eine Reihe von verschiedenen Theorien über die Bewegungen der Erdoberfläche aufgestellt worden. Diese Theorien zerfallen vorzugsweise in zwei Reihen, in jene, welche den Hauptsitz der Bewegungen in dem tiefsten Erdinnern annehmen wollen, und in jene, welche den äusseren Teilen der Erdrinde selbst dabei eine grössere Rolle zuschreiben. An die letzteren Theorien reihen sich diejenigen Meinungen und Hypothesen an, welche fast ausschliesslich den Wechsel in die Bewegungen des Wassers zu verlegen bemüht sind und Schwankungen des Seespiegels entweder als periodische und säkulare, oder als mehr plötzliche annehmen.

Jene Theorien, welche in dem innersten Kerne der Erde vorzugsweise die Ursache der Erscheinungen suchen, haben selbst wieder nach zwei Richtungen hin sich voneinander getrennt. Eine Reihe früherer Forscher dachte vorzugsweise an Kräfte, die in radialer Richtung vom Erdkern nach aussen, oder von aussen nach dem Erdmittelpunkte gerichtet waren. Für sie setzte jede Hebung eine Ursache voraus, welche senkrecht unter den davon betroffenen Teilen der Erdoberfläche sich befand. Während man anfangs die Schwierigkeit, welche in dem Vorhandensein übergekippter Schichten liegt, unbeachtet liess, hat sich bald herausgestellt, dass solche Erscheinungen an zu zahlreichen Punkten der Erdoberfläche auftreten, um überhaupt den Gedanken an die vorwaltende Thätigkeit radial wirkender Kräfte noch zu gestatten.

Eine zweite Reihe von Forschern sieht allerdings in dem Erdinnern und in den uns vollständig unbekannten Kernmassen desselben die vorherrschende Ursache der Oberflächenbewegungen, aber es werden im wesentlichen tangential wirkende Kräfte angenommen. Diese Forscher glauben an eine ungeheure Wärme des Erdinnern und an eine sehr bedeutende Dilatation des Stoffes in dem-

selben und suchen in dem Drucke, den die äussere Rinde, die sich dem inneren Kerne anzuschmiegen suche, ausübt, bei zunehmender Erkaltung der gesamten inneren Masse die Veranlassung zu den Bewegungen der äusseren Rinde.

Diese Theorie ist eine Folge der auf physikalische und astronomische, nicht aber auf geologische Gründe gestützten Vorstellung von der ursprünglich gasförmigen Beschaffenheit des ganzen Erdballs. Es liegt auf der Hand, dass Kontraktionen des Erdinnern in dem Falle eine sehr bedeutende Kraftwirkung äussern müssen, wenn die äussere Rinde stets gezwungen bleibt, eng anzuschliessen an die inneren, erkaltenden Massen. Auf der anderen Seite ist in den Verhältnissen, die wir von sehr zahlreichen Naturerscheinungen kennen, durchaus nicht die Notwendigkeit eines solchen engen Anschliessens an den sich zusammenziehenden Kern erkennbar. Betrachten wir die sehr häufige Bläschenform, welche eine sich kontrahierende Wassermasse beim Uebergange aus dem gasförmigen in den tropfbar-flüssigen Zustand annimmt, beobachten wir in unseren vulkanischen Gesteinen die unendlich häufige Ausbildung hohler, kugelförmiger Konkretionen, der sogenannten Lithophysen, und fassen wir eine Anzahl ähnlicher Erscheinungen in den Naturvorgängen, wie in den vom Menschen angeregten, chemischen Synthesen zusammen, so erkennen wir, dass in sehr zahlreichen Fällen ein Bestreben äusserer Rinde, dem sich kontrahierenden Kerne sich anzuschliessen, nicht in dem Masse stattfindet, wie es jene Theorie als allgemein voraussetzt.

Eine Erstarrungsrinde der Erde würde man also sich leicht als eine Schale denken können, die in sich selbst Zusammenhalt genug besässe, der Kontraktion der inneren Masse nicht zu folgen. Nehmen wir dagegen an, dass die Kontraktion des Kernes den innigen Anschluss der Rinde nach sich ziehe, so werden allerdings die tangentialen Wirkungen in den verschiedenen Formen auftreten können, in welchen wir die Erscheinungen beobachten.

Wir werden übrigens auch die tangentialen Spannungen, Stauungen und Pressungen nach der Weise der zweiten Reihe von Forschern erklären können, welche auf das unbekannte Material des Erdinnern nicht zurückgehen, sondern lediglich die Verhältnisse der äusseren Erdrinde selbst in Betracht ziehen. Diese äussere Erdrinde kennen wir als einen Körper, der zwar in seiner äussersten Schale von der Sonne direkt gewärmt wird, der aber doch im allgemeinen von aussen nach innen an Wärme derart zunimmt, dass die inneren Teile der Erdkruste wärmere sind, als irgend ein Teil des sonnenbestrahlten Bodens der Tropenzonen. Ueberall ist die Zunahme der Wärme nach unten hin nachgewiesen, und ein sehr erheblicher Teil der Wärme des Innern wird übergeführt auf die Atmosphäre. Wir müssen also annehmen, dass die Erdrinde selbst stets im Erkalten begriffen ist, weil sie Wärme nach aussen abgibt. Diese Wärmeabgabe ist teils eine konstante und gleichbleibende, teils eine örtlich und zeitlich gesteigerte. Am meisten Wärme gibt das Erdinnere in denjenigen Landschaften an die Luft ab, wo heisses oder wenigstens warmes Wasser an die Erdoberfläche dringt. Bei besonderen Ereignissen, die zeitweise eintreten, bei vulkanischen Erscheinungen werden mit einem Male Tausende von „Kalorien“ nach aussen abgegeben. Zeiten, in welchen besonders zahlreiche vulkanische Ausbrüche statthaben, sind also Perioden einer besonders starken Wärmeabgabe der Erdrinde, und da die Stoffe, aus denen die letztere besteht, samt und sonders beim Erkalten sich zusammenziehen, müssen solche Zeiten besonders zahlreicher Eruptionen auch als Perioden besonders kräftiger Kontraktion der Erdrinde gelten. Kontraktion der Erdrinde muss dahin führen, dass die Massen derselben sich stauen und drängen und örtlich zusammenschieben, daher auch spalten und reissen. Diese Bewegungen selbst müssen örtlich wieder innerhalb der Erdrinde Wärme erzeugen, die dann wieder nach aussen abgegeben werden kann, welche Wärme sich bei der geringen Leitungsfähigkeit der Gesteine bedeutend summieren muss, wenn im Laufe der

Zeiten neue, als Wärme fühlbare Bewegungen zu den noch nicht verlorenen und noch nicht abgegebenen, älteren Wärmeschwingungen hinzutreten.

Was die Ursache der Erwärmung anbetrifft, so ist neben den mechanischen Ursachen auch ein grosses Gewicht auf die chemischen zu legen. Namentlich seit in den letzten Jahren die Thermochemie sich eingehender mit den Fragen über die bei chemischen Neubildungen von Stoffen erzeugte Wärme beschäftigt, ist es klar, dass jene Vorgänge, deren Spuren wir auf Schritt und Tritt bei der Gesteinsuntersuchung wahrnehmen, die Ausscheidung und Ausfällung von Mineralien, die Aufnahme von Wasser in chemische Verbindungen, die Oxydation von manchen Eisen- und Manganmineralien etc., recht erhebliche Wärmemengen schaffen muss.

Was diese Vorgänge nun im einzelnen anbetrifft, so ist die Folge von zahlreichen jener chemischen Wirkungen, namentlich der Oxydation und Hydratisierung, eine Vergrösserung des Volumens und damit eine Druckwirkung auf die umgebenden Massen, welcher Druck selbst wieder Wärme in denselben erzeugen muss. Die Erwärmung von Materialien, wenn sie auch nur wenige Grade beträgt, muss doch auf das Volumen der Gesteinsmassen einen erheblichen Einfluss üben. Wir sind zwar wenig unterrichtet über die Volumenausdehnung, welche die einzelnen Mineralien und Gesteine bei der Erwärmung erfahren, aber selbst wenn die sehr geringe Volumenausdehnung des Glases zu Grunde gelegt wird, ergeben sich für einzelne Gesteinsschichten sehr erhebliche Zahlen. Schichten von 8—10 m Stärke, welche auf dem Raume von einigen Quadratkilometern sich ausbilden, also noch zu den kleineren gehören, dehnen sich bei der Erwärmung etwa von der Temperatur $+ 2^{0}$, die sie bei ihrer Bildung auf dem Meeresboden haben, auf $+ 10^{0}$, die sie erreichen (wenn die gewöhnlichen Verhältnisse zu Grunde gelegt werden), sobald die Masse von 240 m weiteren Materials überdeckt ist, sehr erheblich aus. Nun werden in der Erde und innerhalb der Erdrinde auch sehr häufig ganz andere Ausdehnungsverhältnisse beobachtet. Bei

der vulkanischen Thätigkeit füllen sich Spalten des Gesteines mit flüssiger Lava, welche 1000° und mehr warm ist. Diese Lava breitet sich gewöhnlich an der Oberfläche der Erde oberhalb der Spalten noch etwas aus. Eine Lavamasse samt den Spalten füllenden Gängen wirkt bei ihrer Erkaltung notwendigerweise in ähnlicher Art, wie die glühend gemachten Eisenstangen, durch welche die Architekten rissig gewordene Mauern zusammenziehen. Jene Erwärmungen gewisser Stellen der Erdoberfläche durch die vulkanische Thätigkeit und die Erkaltung bei dem etwaigen Erlöschen der vulkanischen Kräfte für jene Orte müssen sehr erhebliche Kraftwirkungen äussern. Rechnen wir hinzu, dass eine sehr grosse Reihe von mechanischen Kräften auch dadurch in Gang gesetzt wird, dass die Gesteine, wenn sie vom Wasser der Quellen u. s. w. durchzogen werden, einer chemischen Veränderung unterliegen, zum Teil aufgelöst werden, und dass der Massendruck gewisse, ursprünglich feste Gesteinsmassen, wenn sie teilweise aufgelöst worden sind, zusammenzupressen in der Lage ist, wodurch die Bewegung von anderen benachbarten Massen gleichzeitig angeregt wird, so haben wir in der Rinde der Erde selbst, ganz abgesehen von der zweifelhaften Zusammensetzung des Erdkernes, Ursachen zu den gewaltigsten Bewegungen, die wir als Hebungen und Senkungen aufzufassen gewohnt sind.

Soweit die Schwerkraft bei den genannten Bewegungen wesentlich mitwirkt, wird die vertikale Komponente der Bewegungen eine sehr grosse Bedeutung erlangen. Zur Geltung kommt diese vertikale Komponente aber in vielen Fällen weniger, als die horizontale. Aehnlich wie ein fliessender Gletscher durch die Schwerkraft vorwärts getrieben wird, so werden auch plastische Gesteinsmassen (lose Sande, weiche Thone und dergleichen) in eine Art von gleitender Bewegung versetzt, mögen sie innerhalb der Erde, oder an ihrer äusseren Oberfläche sich befinden. Man beobachtet in manchen Fällen die Spuren dieser Bewegungen am Gesteinsmaterial sehr deutlich, und sogenannte Quetschungserscheinungen der weicheren Gebirgsarten, welche von bedeutenderen an-

deren Massen überlagert sind, gehören zu den häufigsten Wahrnehmungen, die wir machen können. Wirken sich, wie es z. B. bei einer Muldenstellung der Schichten sehr natürlich ist, die Druckkräfte gegeneinander gleitender Massen entgegen, so wird in der Mitte der Mulde eine besonders starke Stauung statthaben, und diese Stauung kann unter Umständen in der Richtung der Muldenlinie eine neue Auffaltung zur Folge haben, wenn das Schichtenmaterial nachgiebig genug ist, um eine solche Faltung zu gestatten. In anderen Fällen müssen die Spannungen zur Bildung von Zerreissungen führen, und diese Zerreissungen selbst erzeugen dann neue Verschiebungen nach anderen Richtungen hin.

Bei den Vorgängen, welche innerhalb der Erde stattfinden, kommt nun sehr wesentlich in Betracht die Kohäsion der Massen einerseits und deren Beweglichkeit auf der anderen Seite. Die Kohäsion gleichartiger Teile wird in der Regel als eine sehr bedeutende erkannt, wie sich auch experimentell leicht zeigt.

Wer hätte nicht mit Bewunderung die Faltungen und Verbiegungen von Schichten in zahlreichen Beispielen solcher Erscheinungen wahrgenommen? Die Faltung ganzer Schichtenmassen ist einer derjenigen Punkte, dessen Erklärung uns auf den ersten Anblick sehr schwer erscheint, namentlich wenn die Faltungen auch solche Massen betroffen haben, die wir als absolut starr anzusehen gewohnt sind. In vielen Fällen zeigt sich, dass nebeneinander befindliche Massen von verschiedenem Zusammenhang der Teile bei solchen Faltungen sich verschieden verhalten haben, dass aber doch für die nebeneinander vorkommenden Massen im grossen und ganzen die gleichen Kräfte die gleichen Folgen gehabt haben. Am auffälligsten sind die Erscheinungen dort, wo Lavaströme harten und scheinbar durchaus nicht nachgiebigen Materials ganz gleiche Schichtenbeugungen durchgemacht haben, wie etwaige begleitende weiche Schiefer und zerreibliche Sandsteine. Betrachtet man solche Verhältnisse genauer, so sieht man in der Regel, wie die Schiefer etc. in sich selbst durch Ortsveränderungen kleinster Teilchen

gegeneinander verbogen und umgestaltet worden sind, während die eingelagerten Porphyre, Porphyrite und dergleichen Gesteine zahlreiche Spalten, oft mit sogenannten Rutschflächen, zeigen, und also in grössere Stücke zerbrochen wurden, die dann doch gleich einem einheitlichen Ganzen in ähnlicher Weise verschoben wurden, wie die umgebenden Schiefer[1]). Aehnlich wie die eingeschalteten Laven verhalten sich häufig mächtige Kalksteinbänke, die zwischen anderen Massen inne liegen. Ueber die Beweglichkeit und Biegsamkeit bereits vollständig verfestigter Schichten stehen sich die Ansichten noch sehr schroff gegenüber. Wer das Experiment selber ausgeführt hat, einen Kalkspatkrystall oder Kalkspatspaltungskörper mit dem Messer derart zu zerschneiden, dass man dabei eine klaffende Spalte erzeugt, und die Teile in Zwillingsstellung zu einander bringt, wer ähnliche Beobachtungen auch an anderen Mineralkörpern, z. B. an Zinkblende gemacht hat und das feste Material mit verhältnismässig geringem Drucke in andere Formen gebracht hat, der zweifelt an einer gewissen Plasticität auch der starren Gesteine nicht. Nur ist fraglich, ob alle jene Gesteine, die man als im starren Zustande verbogen annimmt, nicht jene Biegungen noch im weniger erstarrten durchgemacht haben. Aeusserst wahrscheinlich aus vielen Gründen ist, dass die hochkrystallinische Beschaffenheit mancher sehr alten Gebilde, dass die Zunahme der Krystallinität mit dem geologischen Alter einerseits und mit den mechanischen Biegungs- und Faltungsvorgängen und Druckerscheinungen andererseits darauf hinweist, dass die Gesteine zum Teil erst fest und krystallinisch geworden sind durch wiederholte und langdauernde Pressungen, denen sie unterworfen wurden.

Von verschiedenen Seiten ist der Versuch gemacht worden, schon jetzt über die Vorgänge bei der Gestaltung der heutigen Erdoberfläche ein abschliessendes Ur-

---

[1]) Sehr zahlreiche derartige Bewegungsspuren sind in den vielen Steinbrüchen in der Nähe von Halle, Giebichenstein u. s. w. leicht erkennbar, besonders in der Nähe der steiler aufgerichteten Sedimentmassen, wie sie z. B. im Thale von Wittekind sich zeigen. Aehnliches sieht man auch sehr deutlich im mittleren Thüringen, z. B. bei Tambach etc.

teil zu gewinnen. Es sind diese Versuche noch immer mit einer gewissen Vorsicht aufzunehmen, denn die Geschichte der einzelnen Gebirge, die selbst erst wieder zu der Geschichte der gesamten Erdoberfläche sich verbinden muss, ist häufig eine so lange, von so verschiedenen Momenten beeinflusste, dass der unvollkommene Zustand unserer jetzigen Kenntnisse vom Bau der Erdoberfläche noch sehr störend wirkt. Sind wir doch selbst in den von Geologen am längsten durchforschten Gebieten des mittleren Deutschlands noch immer gewärtig, dass weitere, neue Entdeckungen folgen, wie sie im letzten Jahrzehnt sehr vielfach gemacht worden sind. Von grossen Gebieten kennen wir kaum die allerdürftigsten Darstellungen und wissen gewöhnlich nicht genau, was von Gesteinsmaterial und was von den Erzeugnissen der verschiedenen Zeiten der Erdgeschichte vorhanden, was absolut fehlend ist. Ueber die Zeiten, in welchen die Bildung gewisser wohlbekannter Gebirge begonnen hat, und über die dabei wirksamen Vorgänge sind sehr verschiedene Ansichten noch aufgestellt, die einander zum Teil sehr schroff gegenüberstehen. Die Zeit, welche in Anspruch genommen worden ist für eine bestimmte Bewegung, ist uns in sehr zahlreichen Fällen noch wenig bekannt, und doch ist es ein enormer Unterschied, ob wir uns die Emporfaltung der Alpen z. B. auf einen einzigen Zeitraum oder auf eine Reihe von Zeitabschnitten verteilt zu denken haben. Ueber die liegenden Falten, die an der Nordseite der schweizerischen Alpen von Baltzer, von Heim und früher von Arnold Escher von der Linth untersucht worden sind, sind die Meinungen, wie der Streit Heims mit Vacek gezeigt hat, noch keineswegs ganz gesichert, und wenn jene liegenden Falten erst stehende gewesen wären, d. h. wenn im Verlaufe irgend eines geologischen Zeitraumes das, was jetzt als ein übergeschobenes Gewölbe geschildert wird, erst einmal sich gebildet hätte als eine vertikale, steile Mulde, die dann durch spätere Bewegungen seitwärts gedrängt worden wäre, so würde die Theorie dieser Bewegung eine wesentlich andere sein müssen, als die bisher dafür

den der Erde, in welchen während der letzten Jahrhunderte das Niveauverhältnis sich verändert hat, und namentlich an Seeküsten sind mehrere Punkte bekannt, welche Verschiebungen zeigen. Eine der berühmtesten Stellen der Art ist das sogenannte Serapeum in der Nähe von Puzzuoli am Golf von Neapel. Das Gebäude, von dem gegenwärtig noch drei Säulen aufrecht stehen, während

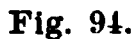
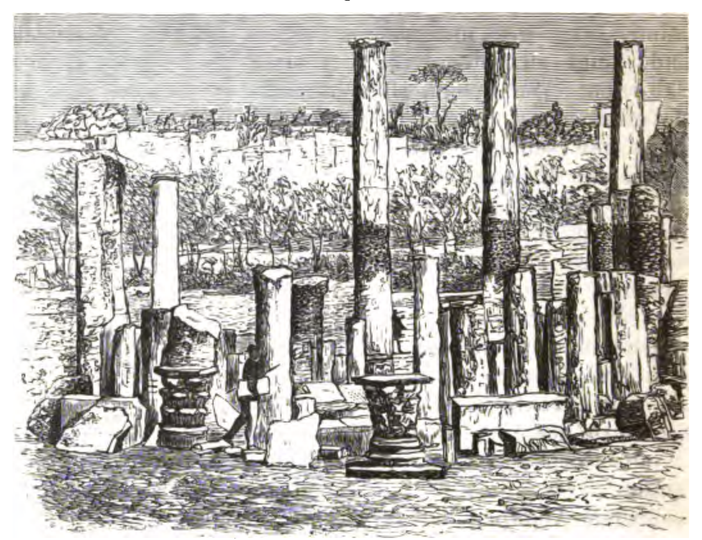


Fig. 94.



Das Serapeum bei Pozzuoli nach einer Photographie. Die 3 noch aufrechten, 12,28 m langen Marmorsäulen sind zwischen 3,66 und 6,40 m Höhe von marinen Bohrmuscheln (Lithodomen) zerfressen.

die übrigen umgestürzt, oder nur noch in Stümpfen erhalten sind, zeigt in diesen Säulen und den Trümmern von anderen, dass der Spiegel des Mittelländischen Meeres an dieser Stelle einst wesentlich höher gestanden hat, und da es durchaus unwahrscheinlich ist, dass man die kostbare Säulenhalle in tieferem Niveau, als der Meeresspiegel darbot, errichtet habe, so ist wahrscheinlich ein Sinken und ein späteres Steigen des Grundes an dieser

Stelle um so mehr anzunehmen, als man auch aus historischen Berichten von der Freilegung eines Teiles des Strandes vom Wasser und aus älteren historischen Berichten eine Kunde von einer notwendig gewordenen Erhöhung des Bodens innerhalb des Gebäudes erhalten hat. Mit grosser Wahrscheinlichkeit ist hierüber angegeben worden, dass das Steigen des Bodens stattgefunden zu haben scheint, als in der Nähe im Mittelalter vulkanische Ausbrüche statt hatten und den Boden in der Nähe erwärmen mussten, während die Senkung eingetreten zu sein scheint, seitdem in der Umgebung des Montenuovo eine Erkaltung des Bodens stattgefunden hat. Die Zeit der tiefsten Einsenkung des Gebäudes soll zusammenfallen mit der Periode, in welcher die vulkanische Thätigkeit in jener Gegend überhaupt sehr zurücktrat, oder höchstens der Vesuv eine bedeutendere Menge von Eruptionen zeigte. Das Aufsteigen wird als ein verhältnismässig schnelles angegeben gegen das Jahr 1538 zur Zeit der Eruption des Montenuovo. Dieses sogenannte Serapeum soll übrigens nach Angabe einiger Beobachter nicht mit aller Bestimmtheit die Kennzeichen solcher plötzlichen Verschiebungen an sich tragen, es pflegt jedoch als ein Beispiel sogenannter säkularer Erhebung in der Litteratur aufgeführt zu werden.

Die Küste von Schweden soll nach bestimmten Angaben in der ganzen Erstreckung nördlich von Karlskrona im langsamen Aufsteigen begriffen sein, besonders stark in Norrland und zwischen Stockholm und Gefle, wo nach den in Fels eingehauenen Wassermarken im Jahrhundert ungefähr 1 1/3 m Verschiebung des Wasserspiegels konstatiert ist. Von Karlskrona bis Landskrona dagegen, also südwärts von der Hebungsregion ist diese selbe schwedische Küste in Senkung begriffen. An der Küste von Norwegen ist eine grössere Anzahl von Strandlinien aufgefunden worden, welche einen anscheinend ruckweise erfolgten veränderten Stand des Landes gegen den Wasserspiegel anzeigen. Grosse Strecken der Meeresküste zeigen doppelte, selten dreifache Strandlinien. In der Gegend von Drontheim ist eine obere Strandlinie in

162 m, eine untere bei 145 m über dem Meere angegeben, Thalstufen im Innern der Fjorde und der Fortsetzung der letzteren ins Binnenland hinein werden als den Strandlinien entsprechend angegeben. An die obersten Terrassen schliessen sich Sand- und Thonablagerungen an, welche die Reste von Meerestieren grossenteils noch lebender Arten enthalten, allerdings zuweilen die nordischer und gegenwärtig in kälterer See hauptsächlich lebender Species darbieten, woraus geschlossen werden darf, dass der tiefste Stand des Landes ungefähr in der diluvialen Zeit stattgefunden hat. Im Christianiafjord haben sich abgestorbene Stämme von Oculina prolifera in einer Tiefe von nur 18—27 m gefunden, während die lebenden Exemplare dieser Art anscheinend nur gedeihen, wenn das Meer über 400 m tief ist.

Hebungen und Senkungen, oder wenigstens Verschiebungen der Strandlinien werden an sehr zahlreichen Stellen durch Muschelbänke, die man im Festlande findet und die zum Teil noch der gegenwärtigen Zeit, dem Alluvium, angehören, nachgewiesen. Allerdings ist es sehr viel häufiger, dass man derartige Terrassen und Muschelbänke von diluvialem Alter antrifft. Die Versuche, welche bis jetzt gemacht worden sind, die Hebungsregionen der Küste genau festzustellen, sind noch nicht vollständig genug, um eine absolut sichere Grundlage zu geben, sie zeigen aber, dass eine grosse Anzahl unserer Meeresstrandstellen thatsächlich ein Aufrücken des Landes darbietet.

Die umgekehrte Bewegung, die Senkung, ist sehr viel schwerer nachzuweisen, als eine Hebung. Man kann aus den verschiedenen Angaben nur da mit Sicherheit auf eine Senkung schliessen, wo es sich um ganz bestimmte menschliche Wohnungen, Städte und dergleichen handelt. Uebrigens sind sehr zahlreiche von den beobachteten Senkungen rein lokale Verschiebungen, wie sie gelegentlich bei mancherlei Ereignissen stattfinden müssen. In sehr zahlreichen Flussmündungsgebieten kennt man Beispiele von ähnlichen Erscheinungen, wie sie in Holland und in den angrenzenden Gegenden an der Nordsee

wahrgenommen werden. Von dem holländischen Gebiete liegt eine grosse Fläche, die nur durch künstliche Eindeichung geschützt ist, bereits unter dem Spiegel des Meeres, und der Zuider See war noch vor 500 Jahren Festland, wie berichtet wird. Eine derartige Senkung, welche an den Mündungen eines grossen Flusses, hier des Rheines, eintritt, erklärt sich wohl dadurch, dass die Sedimente anfangs mehr Volumen einnehmen, als später, wenn sie sich zusammensetzen. An diesem Zusammensetzen hat die Auslaugung von einzelnen löslichen Mineralbestandteilen einen gewissen Anteil. Dasselbe ist aber vielfach ein rein mechanisches Phänomen, welches wesentlich durch die weitere Aufhäufung von neuerem Material über dem älteren, durch den Massendruck, bewirkt wird.

Während die historisch beglaubigten Vorgänge von Senkungen, abgesehen von ganz lokalen, mit vulkanischen Ereignissen in Verbindung stehenden Beispielen, einen allgemeinen Schluss noch nicht gestatten, müssen wir aus geologischen Gründen erhebliche vormalige Senkungen für viele Landschaften annehmen. Wo, wie es an der Küste von Norwegen, von Grönland und dergleichen der Fall ist, sehr tief einschneidende und scharf begrenzte Meerbusen als Fortsetzung der Binnenlandthäler erscheinen, liegt die Meinung ungemein nahe, dass solche Fjorde oder ähnliche grosse Buchten Anzeichen von Senkungen sind, denn nur durch die Thätigkeit erodierenden Wassers scheinen so bedeutende Thäler erzeugbar zu sein. Man hat vielfach die Fjorde für Kennzeichen einer vormaligen Vergletscherung betrachtet, indem man nicht dem eigentlichen thalbildenden Agens, dem Wasser, sondern dem Gletscher die Fähigkeit zuschrieb, sich stark in den Boden einzunagen, und man hat, um diese Meinung zu stützen, auf das vorwiegende Vorkommen der Fjorde in den polaren und subpolaren Regionen hingewiesen. Es ist nun zunächst nicht ganz klar, warum man nicht Meerbusen gleich dem goldenen Horn bei Konstantinopel und den angrenzenden, tief einschneidenden Busen ebenfalls für Fjorde erklären will, dann aber ist darauf hinzuweisen, dass die Fjorde hauptsächlich in solchen Regionen

beobachtet werden, wo die Zerstörung der zwischen den Meeresbuchten liegenden Landzungen und Vorgebirge wegen der verhältnismässig zurücktretenden Regengüsse eine beschränktere ist, als in anderen Gegenden. Wo es viel schneit und wenig regnet, kann eine energische Zerstörung des Bodens nicht in dem Masse stattfinden, als in regenreicherem Gebiete. Ist also eine in Senkung begriffene Küste in einer Landschaft, in der es an reichlichem Regen nicht fehlt, so werden die Landrücken zwischen den Fjorden zerstört, und die Küste bietet nur Buchten und Baien, nicht aber die tief einschneidenden Fjorde dar. Anders in jenen Regionen Grönlands und Norwegens, wo der atmosphärische Niederschlag überhaupt gering und der grösste Teil desselben Schnee ist, von dem ein sehr beträchtlicher Teil wieder verdunstet, ehe er schmilzt, und von dem ein erheblicher Teil des Schmelzwassers in die Erde eindringt, statt an der Oberfläche zu erodieren.

Die Regionen des Stillen Oceans, in welchen hauptsächlich Koralleninseln von Ringgestalt, Atolle sich finden, sind gleichfalls als Regionen besonderer Senkung bezeichnet worden. Wir haben in einem früheren Abschnitte gezeigt, dass eine so beträchtliche Senkung, wie sie für die Erklärung der Korallenriffe angenommen worden ist, nicht stattgefunden zu haben scheint, und wir können in dem blossen Vorhandensein von Atollen auf keinen Fall ein Kennzeichen einer Senkungsregion sehen.

Bedeutende Senkungen sind uns hingegen durch das Uebergreifen der marinen Schichten übereinander, durch sogenannte Transgressionen, in sehr zahlreichen Fällen angezeigt, und wir haben allen Grund, zu glauben, dass in der Gegenwart, wie in der Vergangenheit diese Bewegungen gleichmässig erfolgen und sich fortsetzen.

Wir würden zur Unterscheidung von Hebungsregionen und Senkungsregionen statt der blossen Angaben über das Vorhandensein oder Fehlen historischer Nachrichten jedenfalls mit mehr Recht die geognostische Beschaffenheit der grösseren Küstenstriche als massgebend ansehen.

Jede Küste, der es an rezenten Meeresablagerungen gebricht, muss entweder als eine durch Brandung in fortschreitender Zerstörung begriffene, oder als eine Senkungsküste betrachtet werden. Wo aber an den Meeresstrand ausgedehntere Streifen alluvialer Gebilde sich anschliessen, da muss eine Hebung stattgefunden haben. Die alluvialen Ablagerungen werden selbstverständlich nicht an allen Stellen einer Küste sich vorfinden können, weil an der Mehrzahl der Uferstellen die Wirkung der Wellen eine Ablagerung längs des Strandes nicht gestattet. Aber in jedem Hebungsgebiete kommen zahlreiche Stellen solcher neueren Gebilde zur Wahrnehmung. Der Charakter der Organismenreste, welche man in den Alluvialbildungen vorfindet, ist in der Regel leicht festzustellen und daran zu erkennen, wie viel Gebiet dem Meere durch Hebung abgerungen sein kann.

Eine weitere Frage ist die nach der regelmässigen Anordnung von Hebungs- und Senkungsgebieten. Es ist von verschiedenen Seiten eine strenge Gesetzmässigkeit der Gestaltung von Hebungs- und Senkungsregionen behauptet worden, aber bis jetzt gelingt es doch bei aufmerksamer Beobachtung nicht, ein bleibendes Gesetz in dieser Richtung zu erkennen. Es ist sogar die Frage, ob man später ein die gesamte Gestalt des Erdballs bestimmendes Gesetz wird nachweisen können, oder ob man sich mehr und mehr überzeugen wird, dass die früheren Zustände der Erdoberfläche an einer bestimmten Stelle, dass also der geologische Bau dieser Partie das massgebende ist. Ist das letztere der Fall, so verändert sich natürlich im Laufe der Zeit der Charakter der Umgestaltung ganz. Denn wenn tiefer gelegene, widerstandsfähigere Felsarten freigelegt werden an Stellen, wo gegenwärtig weichere Gesteine nur Hügel oder Flachländer uns zeigen, so werden diese nach und nach herausgeschälten Gebirge ganz anders wirken müssen, als die gegenwärtig aufgeschlossenen Massen. Denken wir uns z. B., dass von dem gegenwärtigen Boden Italiens die tertiären Gesteine und ein Teil der losen, leicht zerstörbaren Scagliaschichten der Kreide hinweggeführt sein

werden, so muss der übrig bleibende Teil Italiens ganz andere mechanische Wirkungen auf seine Umgebung ausüben, aber auch erleiden, als die jetzige Halbinsel. Welche Umgestaltung wird in unserem Vaterlande eintreten, wenn die Oberfläche des Bodens soweit durch Erosion hinweggeführt ist, dass die grossen Salzlager, die jetzt einen erheblichen Teil unseres Bodens tragen, dem Wasser wieder zugänglich werden, und wie werden sich die Gesteinsschichten anders schieben und gegeneinander drängen müssen, wenn eine solche Wegführung eingetreten ist!

8. Vulkanische Erscheinungen.

Die Lehre von den vulkanischen Erscheinungen hat von jeher durch die Schrecknisse und die blendende Pracht der Naturvorgänge Geist und Phantasie der Menschen lebhaft beschäftigt. Religiöse und andere Vorstellungen haben sich mit den Beobachtungen verknüpft.

Alles, was Bezug hat auf das Vorhandensein und auf die Bewegung heissflüssiger Gesteinsmassen im Erdkörper, nennen wir vulkanisch[1]).

Vulkanismus bezeichnet die Ursache des Vorhandenseins heissflüssiger Gesteinsmassen. Unser Erdkörper enthält jene heissflüssigen Gesteine an sehr zahlreichen Stellen, und von vielen Seiten wird behauptet, dass überall in der Tiefe geschmolzenes Material vorhanden sei. Durch besondere Erscheinungen macht sich die Anwesenheit dieser Materialien geltend und diese Erscheinungen, die Ausbrüche oder Eruptionen sind es, denen im Haushalte der Natur eine hochwichtige Rolle zufällt. Sie bieten ein Gegengewicht dar gegen die Senkungen der Erdoberfläche und gegen die nivellierende Thätigkeit der Gewässer. Sie bringen der Erdoberfläche Alkalien, Phosphorsäure und andere wichtige Stoffe aus der Tiefe wieder herauf, welche mit dem in die Erde

---

1) Der Ausdruck „vulkanisch“ ist von vielen Seiten noch in anderer Bedeutung aufgefasst worden, und diese Verschiedenheit macht sich noch mehr geltend in bezug auf die Erklärung der Worte „Vulkanismus“, „Vulkan“ etc.

eindringenden Wasser der Tiefe zugeführt zu werden pflegen. Sie restituieren der Atmosphäre selbst das Wasser, welches der Oberfläche unserer Erde ohne die Thätigkeit der Vulkane in viel grösserem Masse entzogen werden würde, als wirklich geschieht. Die vulkanischen Ausbrüche führen auch eine grosse Menge von Wärme aus dem Innern unserer Erde herauf, teilen dieselbe dem Wasser, einzelnen Teilen der Erdoberfläche und der Atmosphäre mit. Die Abkühlung des gesamtèn Erdballs oder der Wärmeverlust desselben wird durch die vulkanischen Ausbrüche wesentlich gefördert.

Vulkanausbrüche. Das Wesen eines vulkanischen Ausbruches liegt darin, dass das heissflüssige Gestein aus den inneren Teilen der Erde gegen deren Oberfläche hin aufsteigt, woselbst gewöhnlich eine Ausbreitung und Anhäufung solchen Materiales stattfindet. Das Aufsteigen würde unmöglich sein, wenn es nicht durch die Bildung und Entstehung von Spalten befördert würde. Solche Spalten ermöglichen erst das Hervortreten der glutflüssigen Massen zur Erdoberfläche. Insofern ist die Spaltenbildung selbst die Vorerscheinung des eigentlichen Ausbruches. Die Spaltenbildung erfolgt bald mit, bald ohne fühlbare Bodenerschütterung, in vielen Fällen allmählich und mit einer gewissen Einwirkung auf Quellen und andere Gewässer, sowie auf das Hervortreten etwaiger Gase aus der Erdoberfläche. In sehr vielen Gegenden, in denen häufig Ausbrüche stattfinden, ist man gewohnt, auf derartige Vorspiele zu achten. Man beobachtet sorgfältig, ob die Quellen ihr gewöhnliches Wasserquantum liefern, ob einzelne derselben ganz versiegen zu einer Zeit, wo das nicht durch atmosphärische Verhältnisse bedingt ist; ob nicht gewisse Quellen unerwartet an Stellen hervortreten, wo man sie früher nicht gekannt hatte. In ähnlicher Weise achtet man auf das etwaige Verschwinden von Fluss- oder Bachwasser oder die plötzliche Verstärkung derartiger Gewässer. Gasexhalationen geben sich manchmal durch den Geruch kund. In einzelnen Fällen ist auch eine Erwärmung des Bodens fühlbar geworden, bevor die Spaltenbildungen sonst zur

Bemerkung kamen. So schmilzt etwa der Schnee an den Abhängen von beschneiten Bergen unerwartet, wenn ein Ausbruch nahe bevorsteht. Je nachdem das Aufreissen der Spalten ein allmähliches oder ein plötzliches ist, werden schwingende Bewegungen der Erdoberfläche, Erdbeben, beobachtet, oder nicht wahrgenommen. Manchen vulkanischen Ausbrüchen sind erhebliche Erschütterungen des Bodens vorangegangen und in gewissen Landschaften ist es sehr gewöhnlich, dass man Erdbeben als Vorspiele des Nahens des Ausbruches ansieht. Während diese sogenannten Vorerscheinungen bald nur kurze Zeit hindurch dauern, bald aber Monate lang sich fortsetzen, ist auch die Erscheinung der Ausbrüche selbst eine von wechselnder Dauer. Alle Ausbrüche aber, die wir kennen, beruhen auf intermittierender Thätigkeit. Es sind zwar Jahrhunderte lang dauernde Ausbrüche bekannt, aber auch bei solchen längeren Ausbrüchen werden Verstärkungen und Abschwächungen wahrgenommen und auch die lang dauernden Ausbrüche haben Anfang und Ende.

Der Ausbruch fördert nach der Oberfläche der Erde hin das Material geschmolzener, Dämpfe entwickelnder Gesteine, welche in sehr verschiedenen Verhältnissen auftreten. Die Dämpfe brechen in der Regel massenhaft und gewaltsam hervor und schleudern Gesteinsstücke umher, wodurch bald Tuffschichten, bald Ausbruchskegel gebildet werden, je nachdem das ausgeschleuderte Material sich auf grosse Flächenräume verbreitet oder an einer einzelnen Stelle zusammenhäuft. In äusserst zahlreichen Fällen sehen wir eine Hauptöffnung des Ausbruches oder wenige solcher Oeffnungen, aus denen die Dämpfe aufsteigen und meist auch das weiter dampfende Gestein, die heissflüssige Lava. Letztere erkaltet unter den Aushauchungen von Gasen (Fumarolen-Bildungen) und erstarrt schliesslich. Die Dämpfe, deren chemische Natur wir früher schon in dem Abschnitte über die vulkanische Gesteinsbildung betrachtet haben und die in der Hauptsache als integrierende Teile der Masse anzusehen sind, steigen in ähnlicher Weise aus der in der Spalte befindlichen Lava auf, wie die Gasblasen sich aus so-

genannten moussierenden Flüssigkeiten entwickeln, oder wie man Gase aus manchen geschmolzenen Substanzen aufsteigen sieht, ganz analog auch der Entwicklung von Dämpfen aus kochenden Flüssigkeiten. Hat an irgend einer Stelle der Spalte die erste Damfentwicklung stattgehabt, so entlastet die neugebildete Dampfblase die unter ihr liegenden Massen von einem Teile des darauf ruhenden Druckes. Es wird also im wesentlichen unter der ersten Dampfblase eine zweite sich bilden, welche nahezu den gleichen Weg nimmt, und zwischen den grossen Dampfblasen bewegen sich dann auch die kleineren. Die Folge dieser Erscheinung ist, dass gewöhnlich bestimmte Stellen Hauptpunkte für den Durchtritt der Dämpfe ergeben, während das heissflüssige Gestein auch noch an mehr oder minder zahlreichen anderen Punkten der Spalten die Oberfläche der Erde erreichen kann, dort aber mit geringerer Menge von Dämpfen auftritt. Die Dampfentwicklung beginnt offenbar in sehr bedeutenden Tiefen unter der Erdoberfläche. Das Kochen der Lava in der Tiefe wird durch das eigentümliche Eruptionsgeräusch bezeichnet und dieses Geräusch lässt nach den Verhältnissen der Fortpflanzung des Schalles nicht selten einen Ursprung in mehreren Kilometern Tiefe unter der Erdoberfläche annehmen. Die hauptsächlicheren, grösseren Dampfblasen, welche aus der Lava hervorkochen, äussern sich in besonderen Dampfstössen, die gewöhnlich intermittierend aufeinander folgen. Es kommen allerdings Fälle vor, bei denen sehr erhebliche Dampfblasen überhaupt kaum entstehen und eine ziemlich gleichmässige Dampfentwicklung ohne besondere Gewaltsamkeit wahrgenommen wird. In die Luft hinein reissen die aufsteigenden Dämpfe, wo sie irgendwie in grösseren Stössen auftreten, feste Gesteinsmaterialien mit empor und je mehr eine aufsteigende Lava verdampfende Substanzen enthält, je mehr sie explosiv ist, um so gewaltiger sind diese Ausschleuderungen. Die leichtesten, fein zerstäubten Teile der Lava und etwaiger zerstörter, älterer Gesteine, die „Asche“, werden viele Kilometer emporgehoben und zwar in solcher Menge, dass sie häufig den

Himmel verfinstern und die Dampfwolken schwarz färben. Im Jahre 472 ist die Vesuvasche bis Konstantinopel geflogen, 1815 hat die Asche des Tambora auf Sumbava 46 000 deutsche Quadratmeilen bedeckt, 1835 die Asche des Cosiguina in der Fonsecabucht sich bis nach Kingston auf Jamaica verbreitet, 1275 km weit, etwa wie vom Aetna nach Hamburg. Isländische Vulkanasche ist wiederholt in Norwegen und Nordschottland beobachtet worden.

Fig. 95.



Vesuvausbruch am 8. Dez. 1861. Vgl. P. v. Tschichatscheffs Bericht im N. Jahrb. 1862. S. 69.
Nach einer Photographie.

Das setzt eine Fortführung bis in sehr hohe Teile der Atmosphäre hinein voraus, wo die leichten, staubartigen Teile von den Winden ergriffen und weithin fortgeführt werden können.

Je höher die Dampfmasse steigt, um so mehr gestaltet sie sich zu einer Art von Wolke, sie nimmt gleich dem Rauche eines Schornsteins etc. nach oben zu an Umfang zu und zwar in sehr bedeutendem Masse. Da

die Dampfmassen ja vorzugsweise aus Wasserdampf bestehen, so rollen sich gewissermassen die entstehenden Wolken in sich selbst auf und erscheinen wie Wolle, die aus einem Sacke hervorquillt. Je kälter die Luft der Höhe ist, in welche der Dampf steigt, um so mehr wird dieser Dampf selbst condensiert und wird das condensierte Wasser um so mehr sichtbar. Dabei ist die aufsteigende Dampfsäule gewöhnlich in wirbelnder Bewegung, weil die Luft, durch welche der Dampfstoss hindurchschiesst, die entstandene Lücke auszufüllen trachtet, so dass sehr kräftige Wirbel in der Regel gebildet werden. Gerade diese Wirbelbewegung der nachströmenden Luft selber ist es, welche häufig das Niederfallen der in der Dampfsäule getragenen festen Massen erschwert und verzögert. Neben dem Dampf sind in einigen wenigen Fällen auch Gase konstatiert worden, und die letzteren verbrennen unter Umständen am Austrittspunkte der Dämpfe in Berührung mit der hinzutretenden atmosphärischen Luft. Die lichtblauen Flammen von Wasserstoff, Schwefelwasserstoff etc. sind indes nur selten und gewöhnlich nur nachts sichtbar. Bei Nacht besonders und zum Teil auch bei Tage spiegelt die Dampfsäule die Glut des Gesteines, oder zeigt sich selbst als weissleuchtende Masse. Der Kontrast zwischen dem selbstleuchtenden, weissglühenden Dampfe und dem Widerscheine der rotglühenden Lava darunter erzeugt nicht selten grünliche, Flammen ähnliche Erscheinungen, vielleicht sogar nur als optische Täuschung, indem die complementäre Farbe im Auge da sichtbar wird, wo weissleuchtender Dampf nicht die rote Glut des Gesteines widerspiegelt. Wo das Aufsteigen der Dämpfe nicht stossweise, sondern allmählich und in kleineren Quantitäten erfolgt, ist dasselbe gewöhnlich ruhiger, und an solchen Stellen erscheinen recht häufig die Dämpfe selbst mit einer gewissen Färbung, namentlich wenn Eisenchlorid und ähnliche Substanzen derselben eine grössere Bedeutung erlangen.

Reibungen des Wasserdampfes mit den in demselben befindlichen Gesteinspartikeln sind als die hauptsächlichste

Ursache dafür anzusehen, dass nicht selten elektrische Erscheinungen in und neben der Dampfsäule beobachtet werden. Manchmal steigern sich diese elektrischen Entladungen bis zu den sogenannten vulkanischen Gewittern, die mit massenweisen Niederschlägen des eben aufgestiegenen Wasserdampfes verknüpft zu sein pflegen und deshalb als verheerende Wasserfluten häufig niederfallen. Bei diesen vulkanischen Gewittern macht sich gewöhnlich auch der Gehalt des atmosphärischen Niederschlages an Säuren des Schwefels, Chlorwasserstoffsäure und dergleichen in erheblicher Weise bemerkbar.

Das von dem Vulkan ausgeschleuderte, feste Material wird zu einem grossen Teile weit fortgeführt, wie wir oben von den staubartig feinen Partikeln stark explosiver Lava, von den eigentlichen Aschen, berichtet haben. Grössere Gesteinsstücke, welche teils der eben fliessenden Lava entnommen sind, teils auch älteren Gesteinsmassen, welche in der Bahn der Dämpfe liegen, häufen sich in der Regel um die Hauptausbruchsstelle der Dämpfe her in Gestalt eines Hügels oder Ringwalles auf. Zuweilen ist beobachtet worden, dass aus einer schrägen Oeffnung im Gestein hervorschiessende Dämpfe nach einer entgegengesetzten Bergwand hin einen Hügel in die Ferne geschleudert haben, während die nächste Nähe des Ausbruchspunktes selbst frei blieb von niederfallenden Stücken. Gewöhnlich bildet das ausgeworfene Material einen Kegel, in welchem eine oder mehrere vertiefte Stellen die Hauptaustrittspunkte der Dämpfe anzeigen. Hat sich der Hügel als ein förmlicher Ringwall um die Ausbruchsöffnung gestaltet, so redet man von einem Krater, der Ringwall ist übrigens in sehr zahlreichen Fällen ein nicht ringsgeschlossener, sondern häufig ein löffelförmiger, ein seitlich geöffneter oder ein hufeisenähnlicher Wall (Cuchara). Bei vielen Eruptionen entsteht, wenn überhaupt ein Krater zu stande kommt, nur ein solcher, bei anderen Ausbrüchen bilden sich nebeneinander mehrere Kratere und Ausbruchskegel. Finden die Ausbrüche hauptsächlich von einer Spalte aus statt, deren neben einander liegende Oeffnungen nahe aneinander

gelegen sind, dann bildet sich ein Bergrücken mit vielen, aber nur unbedeutenden Trichtern. Letzteres ist z. B. der Fall gewesen bei dem im Jahre 1824 unfern Tao auf der canarischen Insel Lanzarote stattgehabten Ausbruch. Der damals entstandene Hügel hat sehr grosse Aehnlichkeit mit dem namentlich seit Goethes Schilderungen in Deutschland wohlbekannten Kammerbühl bei Eger. Gleichzeitig und nebeneinander ausgebildete Ausbruchskegel mit Krateren zeigen sich oft regellos gruppiert, wie der bekannte Vierlingskrater des Mosebergs in der Eifel, dessen fast genau gleiches Analogon die Montaña de las goteras auf der Insel Palma ist. Sogenannte Zwillingskratere, d. h. Ausbruchskegel mit zwei hauptsächlichen Vertiefungen sind ungemein häufig. In einzelnen Fällen ist eine lineare Anordnung einer grösseren oder kleineren Anzahl von Kegeln eines und desselben Ausbruchs wahrnehmbar. Leopold von Buch hat uns die Schilderung der 25 vollständig linear aneinander gereihten Ausbruchskegel der Jahre 1730—36 auf der canarischen Insel Lanzarote schon 1825 gegeben, und spätere Beobachter fanden bestätigt, dass diese grosse Anzahl von Kegeln beinahe wie nach der Schnur gezogen hintereinander in Entfernung von je mehreren hundert bis zu einigen tausend Metern voneinander steht.

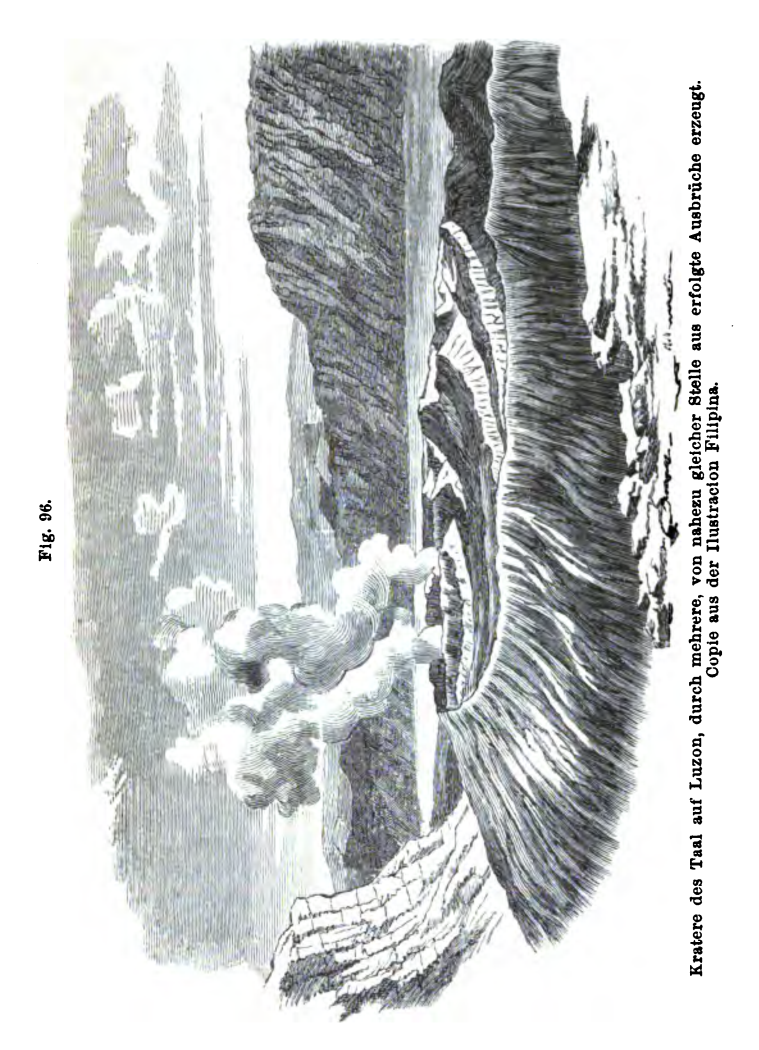
Die Gestaltungsverhältnisse der aufgeworfenen Ringwälle oder Kegel und das Verhältnis ihrer Masse zu der von etwa gleichzeitig hervorgequollener Lava ist ein überaus wechselndes. Nicht wenige Ausbrüche liefern lediglich loses Auswurfsmaterial, und insbesondere sind ungeheure Quantitäten explosiver Lava nicht selten ausgeschleudert, ohne dass gleichzeitig ein Erguss des feurigflüssigen Materials stattgefunden hätte. In solchen Fällen greifen die Explosionen in einer später noch näher zu besprechenden Weise gewöhnlich tief in den älteren Gebirgsbau hinein. Der um diese sogenannten Explosionskratere aufgehäufte Ringwall ist aber verhältnismässig niedrig, seine Grundfläche dagegen auf grosse Erstreckungen ausgedehnt. In anderen Fällen, und namentlich wo man es mit weniger explosiver Lava zu thun hat,

gestalten sich die Auswurfskegel steiler. Der Böschungswinkel derselben erreicht sehr häufig, wenn die niederfallenden Gesteinsstücke schlackiger Natur sind und nicht in bewegtes Wasser niederfallen, sondern auf dem Festlande sich aufhäufen, 25—30°. Es sind sogar noch steilere Kegel beobachtet worden. Manche dieser Ausbruchskegel zeigen eine eigentümliche Anordnung des Materials in der Weise, dass nach einem etwa vorhandenen Krater hin die einzelnen, durch die Grösse der Auswürflinge und ähnliche Verhältnisse voneinander geschiedenen Lagen, aus denen der Ausbruchskegel besteht, eine Neigung sowohl nach innen, als nach aussen besitzen. Eine bestimmte Regelmässigkeit in dieser Beziehung besteht aber durchaus nicht. Studiert man Hunderte von Ausbruchskegeln, so hat ein jeder seine Besonderheiten, wenn auch manchmal mehrere miteinander grosse Aehnlichkeit besitzen.

Manche Ausbruchskegel erhalten dadurch besondere Gestalt, dass sie wiederholt, einzelne sogar Jahrhunderte lang, Hauptstellen der Eruptionen sind (Fig. 96).

Innerhalb derjenigen Gänge und Spalten, in denen die Lava aufsteigt, findet, wie früher schon erwähnt wurde, anscheinend recht häufig eine Sonderung des Materials, eine Art Saigerungsprocess statt, der die leichter flüssigen, glasreicheren Teile nach oben, die aus gemengten Krystallen dagegen bestehenden Partien gewöhnlich mehr nach unten zusammendrängt. Werden diese Massen dann nicht durch die Thätigkeit der Dämpfe durcheinander geschüttelt, so dass sie als flaserige, eutaxitische Laven erscheinen, und geht nicht ein erheblicher Teil der aufsteigenden glasigen Partien, indem er an den Spaltenwänden haften bleibt, gewissermassen für den an die Oberfläche dringenden Ausbruch verloren, so zeigen sich gewöhnlich die obersten Teile, die äusseren Rinden von Lavamassen glasig. Seltener kommt es vor, dass die nachherige Entwicklung von Dämpfen aus der ausgeflossenen Lava gerade die äusseren Partien entglast, während im Innern der ergossenen Massen das Glas zurückbleibt.

Fig. 96.



Kratere des Taal auf Luzon, durch mehrere, von nahezu gleicher Stelle aus erfolgte Ausbrüche erzeugt.
Copie aus der Ilustracion Filipina.

Hat die Lava irgendwo die Erdoberfläche erreicht, so verbreitet sie sich auf derselben, dem Zuge der Schwere folgend, sie fliesst. Aber der Grad ihrer Zähflüssigkeit

und sehr bedeutsam auch die Erkaltungskruste, welche sich mit grösserer oder geringerer Schnelligkeit um die flüssige Masse herum bildet, rufen allerlei auffallende Erscheinungen dabei hervor.

Was die Punkte betrifft, an denen die Lava hervortritt, so mag zunächst daran erinnert werden, dass sehr häufig der Hauptaustrittspunkt der Dämpfe an einer höheren Stelle der Berghänge, oder auf einem Berggipfel selbst liegt, während in der Fortsetzung der Spalte nach abwärts das Gestein mit einer geringeren Menge von Gasen hervorquillt. Die Ursache hiervon scheint darin zu liegen, dass der gewaltige Auftrieb der Dämpfe an deren Hauptausbruchsstelle wesentlich dadurch bedingt ist, dass nachfolgende Gasentwicklung denselben Weg nimmt, wie die vorhergehende. Wie das Wasser, das in einem Gefässe kocht, gewöhnlich nicht an allen Stellen desselben wallt, sondern gewisse Oberflächenpartien besitzt, an denen es ruhiger und frei von Dampf ist, und wie ein solches Verhalten besonders in langgestreckten, verhältnismässig schmalen Kästen erfolgt, in denen man etwa Wasser kochen lässt, so geschieht es auch bei den Vulkanausbrüchen im grossen. Die Italiener nennen die Ausbruchspunkte der Lavamassen, wenn diese an einer anderen Stelle hervortreten, als die Hauptpartie der Dämpfe, Bocchen. Solcher Bocchen bilden sich bei vielen Ausbrüchen sehr zahlreiche, nicht selten sind es förmliche Springbrunnen von Lava, die sich später beim Erkalten des ausgeflossenen Materials von kleinen, eigentümlichen Lavatürmchen umgeben zeigen. Zuweilen türmen sich aber förmliche kleine Hügel an diesen Bocchen auf. Ueberall, wo die flüssige Gesteinsmasse mit Luft oder Wasser in Berührung tritt, bildet sie sehr schnell eine äussere Kruste oder Decke von starrem Gestein, welches seine Wärme bald abgibt und dann als eine erkaltete Erstarrungskruste in vielen Fällen vom Menschen betreten werden kann, während der Strom selbst noch in lebhafter Bewegung ist. Die Erkaltungskruste umgibt die innere, flüssige Masse nach allen Seiten; dadurch aber, dass das flüssige Gestein gegen die Kruste drängt, pflegt diese häufig zer-

rissen zu werden und es kann vorkommen, dass aus der erkalteten Kruste heraus, einem neuen Lavaergusse vergleichbar, ein Ausläufer irgend einer grösseren Lavamasse hervortritt. Natürlich wiederholt sich an einem solchen Ausläufer in bezug auf die Umhüllung mit der Erkaltungskruste im kleinen genau das, was im grossen bei den Krusten der ganzen Ströme stattfindet. Es können Modifikationen in dieser Richtung allenfalls dadurch hervorgerufen werden, dass die erstgebildete Erstarrungskruste von einer gasreicheren Lava herrührt, deswegen mehr schlackig ist und unregelmässiger sich gestaltet, als die Kruste der später aus einer Spalte hervorquellenden Teile derselben Lava. Die Erstarrungskruste selbst steht

Fig. 97.



Der Teyde und die Tigaigawand vom interkollinen Thal von Orotava aus gesehen. Nach einer Photographie.

offenbar in einem gewissen Zusammenhange teils mit der Natur der Lava, teils mit deren Flüssigkeitsgrade. Diese Erkaltungsrinde ist daher von sehr mannigfaltigem Aussehen, und hauptsächlich sind es vier Formen, unter denen sich dieselbe gewöhnlich zeigt: 1) blockartige Kruste, 2) schlackige und blasige Rinde, 3) plattenartige, mehr oder minder mit Wölbungen und eigentümlichen Hervorragungen versehene Rinde und endlich 4) eine gleichmässige Kruste, die namentlich bei glasiger Beschaffenheit der Gesteine eine ziemlich einförmige Oberfläche bildet.

Die Zusammenziehungen beim Erkalten betreffen in

erster Linie die Rinde der Lavaströme. Die letztere wird deswegen sehr oft in einzelne Stücke geteilt, die gegen einander andere Bewegungen machen, als die Lava im ganzen. So kommt es vor, dass die plattenförmig abgesonderten Stücke der Erkaltungsrinde wie Eisschollen eines Flusses beim Eisgange sich aufrechtstellen, sich gegenseitig schrammen, furchen und ritzen, auch wohl einander gegenseitig zerdrücken. Sehr häufig kann man namentlich bei Blockrinden von Lavaströmen beobachten, dass sich der Strom seinen Weg pflastert. Vom gewölbten Kopfe bewegter Lavaströme und von deren Seitenwänden her rollen die Stücke der Erstarrungsrinde herab und geben die Unterlage her, auf welcher die eigentliche, untere Erstarrungsrinde der Lava sich ausbreitet.

Der Flüssigkeitsgrad der Lava bedingt vorzugsweise zwei voneinander abweichende Hauptgestaltungen der Ergussmassen. Die äusserst zähen, nur schwer und langsam beweglichen Laven häufen sich unmittelbar über der Stelle, wo sie hervortreten, zu mehr oder minder glockenförmigen oder pyramidenähnlichen Bergen an. Oft ist von solchen Lavabergen die Höhe nahezu dem halben Durchmesser der Grundfläche gleich und infolge von späteren Zerstörungen, die während des Ausbruchs selbst, insbesondere gleichzeitig mit der Bildung der Erstarrungskruste eintreten können, vermögen sehr scharfgeschnittene, senkrecht erscheinende Wände zu entstehen. Mehrere dieser ausgeflossenen „Quellkuppen“ zähflüssigen Gesteines reihen auch an eine Hauptmasse fingerähnliche Ausläufer an, die, ohne grosse Länge zu erreichen, als hohe Rücken von Lava sich ausbilden. Die Erstarrungskruste zähflüssiger Massen scheint vorwiegend aus losen, isolierten, scharfkantigen Gesteinsblöcken zu bestehen, die unter Umständen über 10 m mächtig, oberhalb des eigentlich fliessenden Gesteines lagern und in ähnlicher Mächtigkeit auch an den Flanken des Lavaberges und auf seinem Grunde auftreten.

Dünnflüssiges Gestein, welches, wie die Beobachter erzählen, oft wie Wasser oder wie Oel an den Berg-

hängen herabströmt, neigt sich zur Hervorrufung langgestreckter, wenig mächtiger Lavaströme, von welchen häufig mehrere als einzelne Arme sich voneinander trennen, um einander nach längerem oder kürzerem Laufe wieder zu begegnen und miteinander zu verschmelzen. Die Bewegung dieser dünneren Ströme hängt hauptsächlich von der Gestaltung des Untergrundes ab, und, wo sich das dünnflüssige Gestein an einem Hindernisse aufstaut, vermag es auch eine sehr grosse Mächtigkeit zu

Fig. 98.




Erkaltungsrinden der Laven von 1866 (hinten rechts) und von 1707 (vorn) auf der Neakaimeni, Santorin. Links erblickt man eines der beim Beginn des Ausbruches 1866 gesunkenen Badehäuser. Nach einer Photographie.

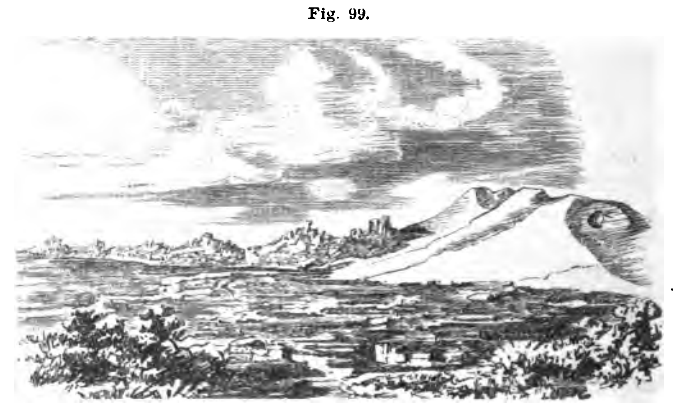
erlangen. Das Gleiche ist der Fall innerhalb grosser, tiefer Thäler, in denen derartige Lavaströme nicht ganz selten zu mehreren hundert Metern Mächtigkeit anschwellen.

Sehr eigentümliche Landschaften entstehen dann, wenn mehrere gleichzeitige Ströme öfters auseinandergehen und miteinander sich wieder vereinigen. Die Fläche ist dann von einer Art Netzwerk von Hügelrücken überdeckt, zwischen denen grössere und kleinere Zwischen-

räume freigeblieben sind. Die dünnen Lavaströme können auch bisweilen, ähnlich wie ein Fluss, der über seine Ufer tritt, sich weit ausbreiten und rufen dann die sogenannten Lavafelder hervor.

Innerhalb des Lavastromes treten nicht selten eigentümliche Erscheinungen dadurch auf, dass der Zufluss der Lava aus dem Erdinnern ein bald steigender, bald sinkender ist und dass die zuerst gewonnene Form des Lavastromes von der damaligen Erstarrungskruste be-

Fig. 99.



Lavastrom des Soliman auf der Insel Hierro mit mehreren Lavatürmen (Lavabrunnen).

stimmt ist. Es kann sich ereignen, dass ein Lavastrom, der mit verhältnismässig schwachen Ergüssen begann, nachher keinen Raum mehr darbietet, die nachdringende Lava in die Erstarrungsrinde aufzunehmen. Am häufigsten reisst diese dann in ihrer Decke, die nachdringende Lava, zuweilen in eigentümliche, kleine Lavaspringbrunnen auch hier aufsteigend, fliesst über dem erst erkalteten Strom wie ein besonderer zweiter fort. Das wiederholt sich sogar mehrfach und es sind Ströme bekannt, welche aus 8—10 solchen übereinanderliegenden Lavaplatten bestehen. Ueberschüssig andringende Lava kommt auch nicht selten als Seitenerguss des ersten Lavastromes vor

und nimmt auch wohl die Gestalt einer Gabelung des ursprünglichen Stromes an. Ist das Hervordringen der Lava ein intermittierendes, so kann bei den Lavabergen der zähflüssigen Lava ein Einsinken des obersten Gipfels, eine Art von flacher Schüsselbildung auf der Höhe des Berges eintreten. Bei den dünnflüssigen Laven häufiger, als bei den zähflüssigen, ereignet es sich, dass beim Nachlassen des Lavaergusses oft eine Höhle entsteht, welche mehr oder weniger vollkommen die Gestalt des Hauptstromes nachahmt. Langgestreckte Höhlen, die sich zuweilen mehrfach übereinander wiederholen, sind am häufigsten da zu finden, wo dünnflüssige Ströme in schmale, enge Bergschluchten eintreten, in anderen Fällen sind mehr glockenförmige, zuweilen dreispitzige und mehrspitzige Lavahöhlen beobachtet worden.

Wie die Stauung von Laven an Bergen eine Aufschwellung der ergossenen Massen bewirkt, so findet im Gegensatz dazu an sehr steilen Hängen eine andere Veränderung der Ströme statt. Manchmal stürzen sich dieselben in ihrer gesamten Masse als eine Lavakaskade über steile Bergwände hinab. Bisweilen kann auf dem steilen Hange gar nichts von dem erkaltenden Gesteine des Stromes liegen bleiben, und man findet gewissermassen, wie zwei auseinandergerissene Teile eines und desselben Fadens einen Teil des Ergusses am oberen Hang, einen anderen tief unten im Thal, wo letzterer sich gestaut haben kann. Da innerhalb der gestauten Massen eine viel langsamere Abkühlung erfolgt, als in den rascher geflossenen, so sehen wir häufig, wenigstens in der Absonderung und in anderen kleineren Nebenerscheinungen, die Folgen dieser Verschiedenheit.

An manchen Steilhängen kommt es auch vor, dass hausgrosse Blöcke von flüssiger Lava, während der Strom, zu dem sie gehören, noch auf seiner Unterlage haftet, sich losreissen und, den Berghang herabrollend, sich als grosse Lavathränen irgendwo festsetzen. Solche hausgrosse Lavatropfen sind schon 1815 von Leopold von Buch am Teyde auf der Insel Tenerife beobachtet worden.

Während Bergmassen, Steine und Felsen jederzeit

für andringende Lavaströme Hindernisse darstellen, fallen denselben Wälder leicht zum Opfer. Die Bäume werden gewöhnlich von der fliessenden Lava bis zu einer gewissen Höhe umhüllt und entweder verkohlt oder verbrannt. Bisweilen kann dieses Ereignis auch schon umgestürzte Baumstämme treffen, oder solche, die von der andringenden Lava selbst umgeworfen worden sind.

Noch nicht überall hinlänglich erklärt sind die Umstände, welche zuweilen ein Wiederaufglühen [1]) und eine nochmalige Erweichung erkalteter Ströme hervorrufen. Ebensowenig ist es klar, warum gewisse Lavaströme als sogenannte Aschenströme sich bewegen. Letztere können übrigens sehr leicht verwechselt werden mit lawinenartigen Bewegungen von älteren Vulkanaschen an den Gehängen der Vulkane. Das Strömen von dergleichen losen Massen kennt man besonders vom Vesuv aus den Jahren 512, 1631 und 1823. Aehnliche Ereignisse werden von anderen Vulkanen erwähnt, wenn dabei auch mehr von Abrutschungen grosser Trümmerhalden in stromartiger Verbreitung die Rede ist. Solche Lavatrümmerströme sollen beim Popandajan auf Java 1772, am grossen Ararat nach M. Wagner 1840 sich bewegt haben. Es müssen diese Dinge hier erwähnt werden, obwohl wir bereits früher von den Bergrutschen und Bergschlipfen gesprochen, da in den betreffenden Fällen der Vulkanausbruch selbst mindestens die Veranlassung zur Bewegung der Trümmerströme gewesen ist.

Während in der Regel bei Vulkanausbrüchen Wasser nur in Dampfform und in der Form der vulkanischen Regen- und Gewittergüsse sich bemerkbar macht, erwähnt man auch mehrfach strudelartiger Wassermassen, welche aus den Vulkanschlünden mit schlammartigen Gesteinspartikeln hervorgebrochen seien. In den Eruptionsberichten über den bei Tao und Teagua auf der Insel Lanzarote 1824 stattgehabten Ausbruch wird solcher Strudel gedacht und in der That findet sich in einigen Trichtern des Eruptionskegels ein weisser, schlammartiger

---

[1]) S. 269.

Absatz, der darauf deuten könnte, dass bei den Erderschütterungen ein unterirdischer Wasserlauf plötzlich einen Zugang zu dem vulkanischen Eruptionskanal erlangt hätte, so dass die schlammigen Wassermassen desselben von den Dämpfen mit ausgeschleudert worden wären.

Zuweilen kommen indes auch auf andere Art grössere Wassermassen zur Mitbeteiligung. Auf den Höhen der vulkanischen Gebirge von Java zeigen sich grosse Seen teils in den Becken alter Kratere, teils in sonstigen Vertiefungen. Infolge der Vulkanausbrüche und etwa wegen Zerreissung der Wände eines solchen Sees durch die Spaltenbildungen werden entsetzliche Schlammströme aus demselben an den Gehängen herabgeführt. 1822 hat ein solcher vom Gelungung ausgehender Schlammstrom auf Java 114 Dörfer verschüttet. Analoge Schlammströme bilden sich in den südamerikanischen Cordilleren, wenn die Lava auf die Gletscher sich ergiesst und diese zum plötzlichen Schmelzen bringt. Gefürchtet sind diese sogenannten „Lozedales“ des Cotopaxi. Diejenigen Schlammmassen und Gesteinsblöcke, welche bei solchen Ereignissen thalwärts bewegt werden, rühren meistenteils von älteren Gesteinen her, während die gleichzeitige Eruption nur einen kleinen Teil dazu liefert. Ungeheure Gesteinsblöcke werden in dem Schlamme mitbewegt und ungemein weit fortgestossen.

Es ist in manchen Fällen nicht leicht, die Schlammströme, welche durch vulkanische Gewitter hervorgerufen werden, von den durch ein anderes Ereignis der Art, wie wir solche jetzt aufführten, bedingten zu unterscheiden. Der Schlammstrom, welcher im Jahre 79 unserer Zeitrechnung Herculanum, Pompeji und Stabiä unter einer fast 40 m mächtigen Tuffdecke begraben hat, deren Masse sich den Gebäuden und selbst den im Wege liegenden Leichen förmlich anschmiegte, scheint auch durch das Hinzutreten unterirdischer Wassermassen zu den durch das vulkanische Gewitter bedingten vergrössert worden zu sein. 1822 wurden in ähnlicher Weise San Sebastiano und Massa zerstört. Diese Schlammströme (lave d'acqua)

bewegen sich mit ungleich grösserer Geschwindigkeit, als die eigentlichen Lavaströme, so dass hierbei oft keinerlei Entrinnen möglich ist.

Die vulkanischen Ausbrüche finden übrigens bald als submarine, unter dem Meeresspiegel, teils als supramarine nur innerhalb der Lufthülle unserer Erde statt. Eine solche Scheidung ist insofern nicht eine strenge, als sehr häufig die ursprünglich submarinen Ausbrüche in ihrem Verlaufe bei Bildung von Inseln und Vorlanden supramarin werden. Umgekehrt ergiessen sich von den Höhen der Gebirge ziemlich zahlreiche Lavaströme bis weit ins Meer hinein, füllen etwaige Häfen und Buchten aus und nehmen eine grössere oder geringere Verbreitung untermeerisch ein. Weder in der Form der Erzeugnisse des Ausbruches, noch in der Ausbildung der Eruptionsmaterialien zeigt sich ein wesentlicher und durchgreifender Unterschied zwischen submarinen und supramarinen Ausbrüchen. Es kommt allerdings vor, dass durch spätere Hebungen zugänglich gewordene submarine Laven in einzelnen Fällen besonders reichlich entwickelte, glasige Rinden, die man als Spuren schneller Erkaltung gedeutet hatte, oder besonders auffallende Zerklüftung zeigen. Einzelne submarine Laven und Aschen erfahren auch besonders starke stoffliche Veränderungen, z. B. Verkieselung, sogenannte Palagonitisierung, reichliche Zeolith- und Kalkspatbildung etc.; aber sehr zahlreiche submarine Laven sind auch frei von diesen Erscheinungen, und ähnliche zeigen sich bei Laven, welche niemals unter dem Meeresspiegel gelegen zu haben scheinen, oder unterhalb des Spiegels eines grösseren Gewässers sich befanden.

Die verhältnismässig schnelle Zerstörung einzelner Inseln, die durch bestimmte Ausbrüche gebildet wurden, hängt mit der Art der Aufhäufung des Materials zusammen und mit der starken Einwirkung, welche die Brandung auf die Gebilde ausübt, die aus losen Schlacken bestehen.

Einige besondere Erscheinungen submariner Ausbrüche mögen hier noch Erwähnung finden. Solche be-

ruhen auf der Erhitzung des Wassers durch die heissen Gesteine. Dass dabei die zahlreichen Meeresbewohner oft getötet werden, dass dann zum Teil gesottene Fische massenhaft auf der Oberfläche des Wassers schwimmen, ist eine zwar auffällige, aber nur nebenbei zu erwähnende Erscheinung. Wichtiger ist die Austreibung derjenigen Gase, welche im Meerwasser gebunden sind durch die plötzliche stärkere Erhitzung. Auf diese Weise wird nicht nur atmosphärische Luft, die eines Teiles ihres Sauerstoffes bereits durch die Organismen beraubt ist, und Kohlensäure, sondern häufig auch Kohlenwasserstoffe ausgetrieben. Die Kohlenwasserstoffe haben sich bei der Eruption von 1866 im Golfe von Santorin im Kontakte mit den heissen Laven entzündet und zum Teil als grosse Irrlichter über den Wassern getanzt. Auch ein Teil derjenigen Gase, welche in der Lava enthalten sind, steigt blasenförmig im Meere auf und versetzt das Wasser in eine wallende Bewegung. Das Aufsteigen der Gase und die Erhitzung des Wassers selbst veranlasst Strömungen, die oft sehr heftig sind, aber ihren Ort sehr rasch wechseln. Solche Strömungen bringen es dann mit sich, dass dem Ergussmaterial immer neues Wasser zugeführt wird, und recht häufig zieht ein aufsteigender Strom von Gasblasen das besonders kalte Wasser der Tiefe mit an die Oberfläche herauf. Obenein bietet auch die Reabsorption der Gase und die Aufnahme von löslichen Stoffen aus der Lava selbst Verhältnisse dar, welche eine Abkühlung bewirken. Es ist geradezu auffällig, wie häufig diejenigen Stellen, wo zahlreiche Gasblasen bei einem submarinen Ausbruche aufsteigen, wo das Meer wie durch unterseeische Quellen zum Aufwallen gebracht wird, eine viel niedrigere Temperatur zeigen, als man ringsum findet. Im Jahre 1866 waren bei Santorin sehr häufig dicht nebeneinander heisse und auffallend kalte Wassermassen, die sich sehr allmählich nur vermengen konnten. Das Aufsteigen der Strömungen vom Meeresboden her reisst natürlich auch zuweilen feste Teile des Meeresgrundes mit empor. Mehrere der Ausbruchsberichte über die Eruptionen von 1707—1711 im Golfe von Santorin er-

zählen von dem Hervorwallen des Meerwassers, in welchem Bimssteine „wie ein Bienenschwarm“ vom Seegrunde aufgestiegen wären und sich dann an gewissen Stellen festgesetzt hätten. Die sogenannte „Weisse Insel“ von Santorin, der Lophiskos, welcher wiederholt wegen der im Bimsstein eingebettet gefundenen Muscheln und Schnecken für eine Stelle gehobenen Meeresgrundes gegolten hat, scheint nichts anderes gewesen zu sein, als eine durch Wasserwirbel emporgetragene und neu abgelagerte Masse, welche sich auf die Kruste der aufschwellenden Lava festsetzte.

Bei submarinen Ausbrüchen kommen mit den aufsteigenden und durcheinander gehenden Strömungen auch sehr häufig eigentümliche Verfärbungen des Meerwassers vor. Bei dem Ausbruche von 1866 auf Santorin waren gewisse Stellen des Meeres häufig gelb, wahrscheinlich durch Eisen, welches zum Teil auf Eisenchloridverdampfung zurückzuführen ist. Andere Stellen waren von auffallend grüner Färbung, die gleichfalls auf Eisenverbindungen schliessen lässt. Milchweisse Färbungen und Trübungen waren ungemein häufig, vorzugsweise hervorgerufen durch feines Silikatpulver, in schwachem Grade auch beruhend auf zerstörten organischen Teilchen und nur in ganz schwachem auf Schwefel.

Wenn die Bewegungen des Wassers heisse Wasserteile in geschützte Meeresbuchten oder Kanäle zusammenführen, entsteht auch eine eigentümliche Erscheinung dadurch, dass die stark erhitzten Partien dampfen und dass die bewegte Luft über denselben einzelne Dampfmassen in wirbelnder Bewegung emporführt und Dampfsäulen von auffallender und schlanker Gestalt bildet. Andere Dampfsäulen steigen bei nur seltenen Einzelfällen mit Brausen und Dröhnen aus dem Meere empor, wenn zufällig die Zerklüftung und Abbröckelung der Erkaltungskruste irgendwo dem Meere plötzlich den Zutritt zu dem glühenden Gesteine gestattet. Sehr merkwürdig ist auch die Bildung ganzer schwimmender Bänke poröser Schlacken und Bimssteine, welche auf dem Wasser schwimmen und welche durch die ungeheuren, den trei-

benden Eisfeldern vergleichbaren Massen im Jahre 1883 bei der Krakataueruption viel Aufmerksamkeit erregt haben.

Während die neuen, ausgeschleuderten und ergossenen Massen den vulkanischen Landschaften wesentlich anderes Aussehen verleihen, oft niedrig erscheinen lassen, was hoch war, findet gewöhnlich bei den Ausbrüchen mit Ausnahme der Spaltenbildungen eine sehr erhebliche Veränderung der älteren Erdrindenteile nicht statt. Das Aufreissen von Spalten selbst natürlich hängt mit gewissen Bewegungen zusammen, die sich örtlich entweder als seitwärts gerichtete Verschiebungen, oder als Hebungen, oder als Senkungen bemerkbar machen. Besonders die letzteren sind wiederholt wahrgenommen worden, wenn eine Spalte auf der Höhe eines aufragenden Berges sich bildet. In solchem Falle wird, wie leicht nachgewiesen werden kann, das Aufklaffen der Spalte selbst sich als eine teilweise Senkung äussern. So war einer der auffälligsten, ersten Akte des Ausbruches von 1866 auf Santorin das teilweise Eintauchen von Badehäusern am Strande der Neakaimeni unter den Spiegel des Meeres. Die stattgehabte Verschiebung betrug nur wenige Meter und mass natürlich nicht an allen Stellen, nicht an jedem der Strandgebäude gleichviel.

Neben der Spaltenbildung kommt in sehr zahlreichen Fällen nur das Wachstum der Oberfläche durch das ausgeschleuderte und durch das ergossene Material zur Wahrnehmung, zuweilen aber greifen die Eruptionen tiefer in das Felsgebäude ein und erzeugen dann die sogenannten Explosionskratere. Bei der Entstehung der letzteren kommt die vertikale Zerklüftung der meisten Gesteinsmassen wesentlich mit in Betracht. An irgend einer Stelle, wo eine der Spalten nach der Erdoberfläche heraufgeht, findet in einer kurzen Entfernung unterhalb der Erdoberfläche ein absonderlich heftiges Aufkochen der Laven statt, und die senkrecht zerklüfteten Gesteinsmassen des alten Felsbodens werden zum Teil mit herausgeschleudert. Auf der Lava von 1707—1711 auf Santorin hatte sich kurz vor dem 24. April 1866 ein kleiner

Explosionskrater gebildet. Der Durchmesser desselben betrug etwa 30 m in dem oberen, breiteren, in die Blockrinde der Ergussmassen von 1707 eingreifenden Teile, während in dem festeren Gestein der inneren Teile des Lavaberges schachtartig mit einer oberen Breite von etwa 16 m eine kleinere Vertiefung bis zu etwa 20 m herabreichte. Der Grund dieses Schachtes war eben, mit hellgrauem, weichen Schlamme gefüllt, und Schlamm und



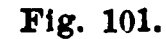
Fig. 100.

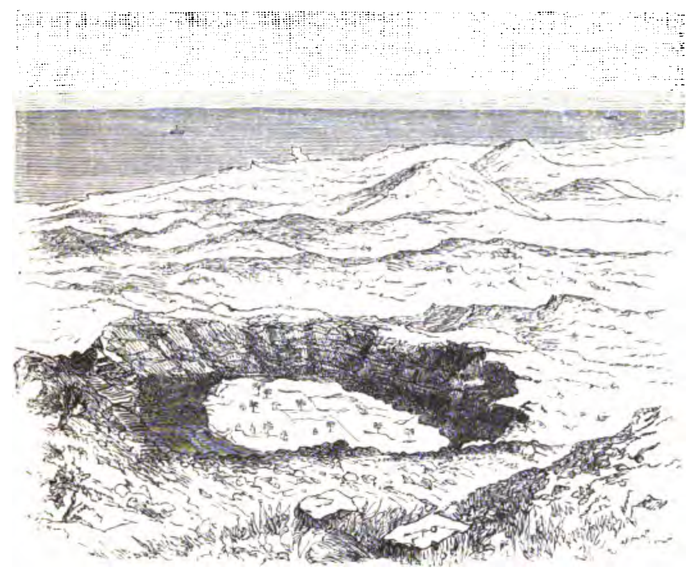


Kleiner Explosionskrater auf der früheren Flevaspitze am Fusse des „Georgios" auf der Neakaimeni, Santorin.

Sand gleicher Art bekleidete auch die Wände des Schlotes, während ringsum solche graue, sandige Masse als ein dünner Ueberzug von wenigen Centimetern Höhe die älteren Gesteinsmassen bedeckte. In dem grauen, pulverigen Material und mit diesem lagen zahlreiche grössere Fragmente des älteren Gesteines von 1707, zum Teil mit auffallender brauner und grauer Kruste umher. Es hatte also hier eine Explosion in ungefähr 22 ½ m Tiefe unter der Oberfläche der alten Lava stattgefunden, den schlot-

artigen, inneren Teil der senkrecht zerklüfteten Laven hervorgeblasen und von der Blockkruste des Stromes noch einen etwas grösseren Teil hinweggerissen. Wenn dergleichen Ausbrüche sich vielfach wiederholen, stürzen die Wände senkrecht zerklüfteten Gesteins natürlich nach, und ein solches Felsamphitheater erweitert sich dadurch, dass das auf explosive Lava niederstürzende und niedersinkende Material älteren Gesteins mit hervorgeschleudert


Fig. 101.



La Caldera de Bandama, Explosionskrater auf der Insel Canaria.

wird. Der Boden der Explosionskratere pflegt ein ebener zu sein und wird oft von älteren Gesteinen gebildet. In manchen jener ausgesprengten Kessel aber findet man über den ganzen Boden hinweg verbreitet die erstarrte Lava, welche bei der Bildung dieses Kraters thätig war und damals ihre explosiven Eigenschaften zur Geltung brachte.

Die Dimensionen der Umfassungskreise wechseln ungemein. Der wahrscheinlich in den ersten Apriltagen

von 1866 auf Santorin entstandene ist einer der kleineren, wir finden solche Explosionskratere aber von den verschiedensten Grössen bis zu den Dimensionen von 7—8 und noch mehr Kilometern Breite und von mehreren Hundert bis 1000 m etwa Tiefe. Immer zeigt sich bei diesen ausgeblasenen Kesseln das ältere, zersprengte Gestein mit steilen Wänden entblösst; der Boden, welcher ursprünglich eben ist, wird im Laufe der Zeit häufig durch neue, kleinere Ausbrüche innerhalb der Umwallungswände hügelig bis bergig. Lavaströme, welche von Explosionskrateren ausgehen, scheinen nicht vorzukommen. Der Ringwall ausgeschleuderter Massen bleibt ein verhältnismässig sehr niedriger, das ausgeschleuderte Material ist schichtartig über gewöhnlich sehr ausgedehnte Räume ausgebreitet, leicht kenntlich an den mannigfaltigen Trümmern vieler älteren Gesteine, die darin enthalten sind. Die explosive Natur derjenigen Laven, welche bei der Entstehung solcher Kratere beteiligt waren, gibt sich gewöhnlich dadurch kund, dass nur bimssteinartiges Gestein oder ganz fein zerstäubte Asche von dem Material des Ausbruchs selbst vorhanden ist, während die älteren Gesteine in grösseren und kleineren, meist scharfkantigen Trümmern in manchen Erzeugnissen von Explosionskrateren geradezu die überwiegende Masse darzustellen scheinen, was gewöhnlich nur darauf beruht, dass die feinerdigen Teile und Aschenteile in der Luft selbst weiter verbreitet worden sind, als das gröbere Material älteren Gesteins, und dass das feinere Material bei späterer Verschwemmung stärker bewegt wird, als das gröbere. Die Explosionskratere, welche unter den Meeresspiegel eingreifen, geben offenbar auch sehr gewaltsamen Eingriffen des nachdringenden Meerwassers einen Angriffspunkt in ihren Wänden. Das grosse Ringwallgebirge von Santorin ist geradezu durch einwärts gerichtete, nach innen zu abgeböschte Meereskanäle im Norden und Südosten ausgezeichnet. Die Explosionskratere hinterlassen noch sehr häufig Spuren in älteren Gesteinen, selbst wenn das umgebende vulkanische Material fast vollständig verschwunden ist, oder gar nicht

mehr besonders hervortritt. Die mehr oder minder kreisähnlichen, flachen Becken, welche man auf den eocänen Kalkbergen bei Verona wahrnimmt, sind wahrscheinlich nichts anderes als die erhalten gebliebenen Böden alter Explosionskratere. Von verschiedenen kreisähnlichen Tertiärbecken, welche im süddeutschen Juragebiete sich vorfinden, ist Aehnliches angenommen worden und, wie es scheint, mit gutem Grunde. Wie weit auch das grosse, weit ausgedehnte Ries bei Nördlingen, dessen kreisrundes Becken einen Durchmesser von nahezu 22 km hat, als ein ausgesprengter Kessel zu deuten ist, erscheint noch nicht ganz sicher, wird indessen durch die allgemeinen Verhältnisse der Gegend nicht unwahrscheinlich gemacht. Kleine Explosionskratere sind in grosser Fülle in dem Eifeler Gebiete vorhanden, es sind die sogenannten Maare, die, bald mit Wasser gefüllt, bald als kreisrunde Thäler entwickelt, eine der hauptsächlichsten Eigentümlichkeiten jener Gegend darstellen.

Der Name von Explosionskrateren ist vielfach angegriffen worden, und man hat mit ziemlichem Grunde gegen denselben geltend gemacht, dass er auf eine einmalige Bildung eines solchen Kessels durch eine einzige gewaltsame Explosion hindeute. Eine einmalige Ausblasung wird aber wahrscheinlich nicht einmal einen der kleinsten Kratere der Art schaffen können. Denn Nachstürzen der Gesteine der Wände und Ausschleuderung dieses Nachfalls ist eine notwendige Bedingung zur Entstehung solcher Sprengungskessel. In zahlreichen Fällen mögen grosse Explosionskratere durch lang andauernde Reihen von plötzlichen Gasentwicklungen geschaffen werden, wie das auch häufig in dem Wechsel des Gesteinsmaterials der umgebenden Ringwälle in einer besonders deutlichen Art von Schichtung desselben sich zeigt. Zur Erklärung der eigentümlichen, kreisrunden Kesselthäler, welche wir in den Explosionskrateren vor uns sehen, hat man auch andere Theorien zur Hülfe gerufen. Manche Autoren haben sich vorgestellt, dass die vom Innern der Erde aufsteigende Lava gewissermassen das Gestein der umgebenden Massen einschmelze und zapfenartig gegen die

Oberfläche herandringe. Eine solche Vorstellung, die keinerlei Stütze in der petrographischen Untersuchung weder gewöhnlicher Laven, noch der Materialien von Explosionskrateren findet, und der das sehr häufige bimssteinartige Gefüge, der Glasreichtum u. s. w. der ausgeworfenen Aschen geradezu entgegensteht, ist namentlich für die Eifeler Maare behauptet worden. Von manchen Autoren ist auch beliebt worden, statt von Explosionskrateren von Einsturzkrateren zu sprechen und anzunehmen, dass die grossen Kesselthäler durch den Einbruch ganzer Bergmassen in die Tiefe, wo sich das eingebrochene Material noch befände, herrühren müsste. Eine solche Meinung hat in den letzten Jahren wiederholt eifrige Verfechter gefunden. Dass ähnliche Einbrüche bei den sogenannten künstlichen Vulkanen aus Schwefel, wie sie nach Hochstetters Vorgang von vielen nachgeahmt worden sind, und mit der Bildung blasenförmiger Löcher auf der Oberfläche von Schlacken, wenn die obere Wand einer Blase in sich zusammenbricht, nicht gestützt werden kann, liegt für jeden aufmerksamen Beobachter auf der Hand. Denn die Schlackenmassen, oder der flüssig gewesene Schwefel sind einheitlich mit der erkalteten Rinde und durchaus nicht in Vergleich zu stellen mit den Verhältnissen unserer Erdrinde, aus welcher die vulkanischen Massen mindestens 12—14—20 km tief hervortreten. Bei den künstlichen Schwefelvulkanen und bei den Schlacken ist das Verhältnis ein ganz anderes, und die kreisförmigen Löcher, welche durch den Zusammenbruch der Schlackenblasen oder der Schwefelblasen entstehen, entsprechen allenfalls den gar nicht seltenen Erdfällen in Lavaströmen, aber durchaus nicht den grossen Kesseln, welche wir im vulkanischen Gebirge finden, unter welch letzterem ja mindestens 10—20 km anderartiges festes Gestein angenommen werden muss. Es ist undenkbar, dass dieses feste Gestein einen Zusammenbruch so enger und kleiner Räume gestatte, wie wir sie selbst in den grössten Explosionskrateren vor uns sehen und wenn in der That Einbrüche in die unbekannte Tiefe stattfänden, so müssten wenigstens einige der runden „Einsturzkratere“ doch von

ähnlichen, langgestreckten Einbrüchen oder Grabenverwerfungen begleitet sein, wie wir sie in den Gebieten beträchtlicher Senkungen der Schichten häufig finden. Wir treffen aber in den vulkanischen Gebirgen, welche vulkanische Explosionskratere uns zeigen, gewöhnlich nur ganz schwache lokale Verwerfungen, und grössere langgestreckte „Gräben“ treten überhaupt nicht oft da hervor, wo mächtige vulkanische Gebirge sich aufgetürmt haben. Zudem ist noch nirgends ein Einbruch des vulkanischen Materials in die Tiefe der Erde hinein beobachtet worden, weder bei thätigen Vulkanen noch bei längst erloschenen. Das Zusammenstürzen und Zusammenbrechen steiler Bergwände, oder Gipfel, auch der Umwallungen eines Kraters, also Erscheinungen, welche in grösserem Massstabe mit den Folgen menschlicher Thätigkeit bei gewissen Steinbruchsbetrieben (z. B. mit dem Ablösen ganzer Wände in den Rüdersdorfer Steinbrüchen) eine gewisse Aehnlichkeit haben, kann in einzelnen Fällen mit Vulkanausbrüchen gleichzeitig eingetreten sein, wie es in vulkanischen und in nichtvulkanischen Gebirgen oft auch zu anderen Zeiten stattfindet. Eine laut den Eruptionsberichten beobachtete Erniedrigung der Gipfel gewisser Vulkane ist ja den Beobachtern allerdings häufig wie ein Einsinken in die Tiefe erschienen, auch wenn nicht der Einsturz selbst dabei die Hauptsache war, sondern die nachherige Wegschleuderung des zusammengestürzten Materials. Beispiele solcher Gipfelerniedrigungen kennen wir aus der Indianertradition über den nach sieben bis acht Jahren beständiger Ausbrüche angeblich erfolgten Einsturz des Capac Urcu kurz vor der Eroberung des Landes durch die Spanier. Für den Carguairazo in Quito wird der 16. Juli 1698 als Datum des Ereignisses bezeichnet, bei welchem Schlammströme mit unermesslichen Mengen kleiner Fische (Pimelodus Cyclopum) in das Unterland flossen; der Popandajang auf Java hat am 11. August 1772 den Berichten zufolge einen Berggipfel verloren, während am Abhange ein grosser Krater ausgeblasen wurde. Der Onzen ga take auf Kiuschiu soll am 18. Januar 1793, gegen das Ende einer mehrjährigen

Eruption, sehr viel niedriger geworden sein, der Tamboro auf Sumbava 1815, der Nordgipfel des Schiwelutsch auf Kamtschatka am 17. und 18. Februar 1854, die Insel Krakatóa bei Java am 26. August 1883. In solchen Fällen sind bald grössere Kessel ausgesprengt worden, welche später zum Teil genauer in ihren topographischen Verhältnissen untersucht worden sind, bald scheinen aber wesentlich nur grossartige Bergstürze stattgehabt zu haben.

9. Ursachen der vulkanischen Erscheinungen.

Der Grund der vulkanischen Erscheinungen ist noch nicht durchaus sicher gestellt. Wir finden die Ansichten, welche über diesen Gegenstand aufgestellt sind, besonders nach zwei Richtungen hin auseinandergehend. Von der einen Seite will man das gesamte Erdinnere als heissflüssig annehmen und von diesem heissflüssigen Erdinnern die Eruption der Vulkane ableiten, eine Ableitung, die nun im einzelnen wieder von den verschiedenen Autoren verschieden vorgenommen wird. Auf der anderen Seite gehen die Erklärungen von Annahmen aus, welche das unbekannte Innere der Erde ganz unberücksichtigt lassen und in den äusseren oder sogenannten Rindenteilen des Planeten die Ursache der vulkanischen Erscheinungen suchen. Es sind namentlich die Fragen hier zu erörtern, 1) woher die Heissflüssigkeit der Massen herrührt und 2) welche Kraft den Auftrieb des vulkanischen Materials bedingt.

1) Was die Heissflüssigkeit anlangt, so scheint es vielen am einfachsten, diese von der ursprünglichen Natur unseres Planeten abzuleiten, ein Centralfeuer (Pyriphlegethon oder Pyrosphäre) anzunehmen und die ergossenen Laven als Teile dieses Erdinnern zu betrachten. Diese Meinung, der eine längere Zeit hindurch fast sämtliche Geologen gehuldigt, steht doch mit vielen Thatsachen nicht wohl im Einklange. Wir sehen schon innerhalb eines einzigen Ergusses die Massen sich sondern, nach dem specifischen Gewichte anordnen und bei dem Erguss gewöhnlich Trennungen von einzelnen Teilen auf-

treten, sogenannte Schlierenbildungen und Differenzierungen. Wäre das heissflüssige Erdinnere ein grosses Ganzes, also ein gleichförmiges, bewegliches Magma, so würden wir im allgemeinen eine solche Sonderung nach specifischen Gewichten als eine wenigstens zeitweilig gleichmässige anzunehmen haben, und wir müssten erwarten, dass zu einer bestimmten Zeit der Erdbildung eine einzige Art von Gestein, der dann obersten Lavaart entsprechend, an die Erdoberfläche dränge. Wir müssten auch schliessen, dass im grossen und ganzen im Laufe der geologischen Zeiträume die neueren Ergüsse vorwiegend aus viel schwererem Gesteine bestehen würden, als die älteren. Indes ist eine derartige Regelmässigkeit zwar von sehr vielen Seiten behauptet, aber doch noch nirgends bestimmt erwiesen worden, und wir haben eine Menge von Beispielen, welche das Gegenteil als die Regel ergeben. Wie in der Gegenwart die gleichzeitigen Ergüsse, die im Laufe von 2—3 Jahren auf dem ganzen Erdball stattfinden, durchaus nicht gleichartiges Gestein liefern, so sind sogar die Gesteinsmassen, welche auf engem Gebiete dem Erdinnern gleichzeitig entströmen, sehr verschieden voneinander und diese Verschiedenheit geht über die der blossen Schlierenbildung weit hinaus, besonders in denjenigen Fällen, in welchen die an einer und derselben Stelle auftretenden Laven einen in sich gleichbleibenden Charakter bewahren. Erinnern wir uns, dass in den Jahren 1865—1867 auf dem engbegrenzten Gebiete des Mittelmeeres viererlei Lava floss, jede von der andern wesentlich abweichend, jede aber im allgemeinen dem Charakter der letzten Ausbrüche desselben vulkanischen Gebietes entsprechend, nämlich die Aetnalava von 1865, die Santorinlava von 1866, die Vesuvlava vom März 1866 und von 1867—68 und gleichzeitig mit allen diesen die fortdauernden, kleineren Ergüsse des Stromboli [1]).

[1]) Es enthalten diese Ergussmassen folgende Bestandteile:

Die Aetnalava von 1865, bestehend aus Labradorit, Augit, Olivin, Magneteisen, etwas Glas etc. — 49,27 bis 50,97 SiO^2, 18,20 bis 20,49 Al^2O^3, Spuren von Fe^2O^3 bis 6,98 %. 5,62 bis angeblich 12,06 FeO, 0,00 bis 0,51 MnO, 3,75 bis 4,25 MgO, 9,17 bis 11,70 CaO; 2,98 bis 3,80 Na^2O, 0,43 bis 2,22 K^2O.

Auf der anderen Seite kennen wir auch Beispiele genug, dass die hintereinander erfolgenden Ausbrüche eines und desselben vulkanischen Gebietes verschiedenartiges Material geliefert haben, wobei sogar noch viel grössere Unterschiede, als die der Laven von Tenerife aus den Jahren 1705 und 1706, zur Geltung kommen[1]). Untersucht man in vielen vulkanischen Distrikten die älteren Laven, so findet man für gleichzeitige Ergüsse, die vielleicht nur um Tage oder Monate im Alter von einander abweichen, oder wenigstens nur durch einen kurzen Zwischenraum von Jahren getrennt sind, häufig sehr verschiedenes Material.

Ein weiterer Punkt, der hier in Betracht kommt, ist die auffallende Gleichheit von Laven verschiedenen Alters und verschiedener Gegenden. Ununterscheidbar von einander sind z. B. Laven unbekannten Alters von Menado auf Celebes gegenüber Santorinlaven von 1866; ununterscheidbar gewisse Phonolithstücke aus dem Hegau, von der canarischen Insel Canaria und von der Kapverden-Insel São Vicente. Betrachten wir die Gesteinsmassen altvulkanischer Entstehung noch mit hinzu, so werden sich zahlreiche Fälle ergeben, in welchen die Laven sehr verschiedener geologischer Zeiträume, z. B. der Trias und des Tertiär, örtlich in einzelnen Vorkommnissen einander ganz gleich sind. Wäre nun das heiss-

Die Vesuvlava vom März 1866, bestehend aus Leucit, etwas Augit, vielem Glimmer etc.	47,57 SiO^2, 21,15 Al^2O^3, 6,94 Fe^2O^3, 5,24 FeO, 3,55 MgO, 9,17 CaO, 3,76 Na^2O, 3,25 K^2O.
Die Santorinlava v. 1866, bestehend aus Glas, Albit (?Labradorit), Augit, Hypersthen, Magnetit etc.	65,30 bis 68 SiO^2, 13,72 bis 18,20 Al^2O^3, 0,96 bis ? 4,29 Fe^2O^3, 0,75 bis 6,81 FeO, 0,00 bis 1,40 MnO, 0,55 bis 3,38 MgO, 2,92 bis 3,99 CaO, 3,79 bis 7,07 Na^2O, 0,00 bis 3,04 K^2O.
Stromboli liefert gewöhnlich Laven, welche aus Labradorit, Augit und Magneteisen bestehen, von den ätnaischen durch reichlicheren Augit und durch Fehlen des Olivin abweichen. Von den 1865 bis 1867 ergossenen kenne ich keine Analyse. Abich fand in einer älteren .	50,25 SiO^2, 13,09 Al^2O^3, 10,55 FeO, 0,38 MnO; 11,16 CaO; 9,43 MgO; 4,92 Alkalien.

[1]) Reiss und Fritsch, Tenerife S. 341 Nr. 18 und S. 243 Nr. 19.

flüssige Erdinnere die wesentliche Urquelle aller Lava, so müsste im Gegenteil das gleichzeitige Material nur mit den Gesteinen desselben Alters genau vergleichbar sein und es könnte kein Vorgang uns erklären, warum der Vesuv in seinen Laven so reich an Leucit ist, während das nahegelegene Stromboli und der Aetna es noch nicht zur Leuciterzeugung gebracht haben.

Weiterhin würde die Ableitung der sämtlichen vulkanischen Gesteine aus dem heissflüssigen Erdinnern einer grossen Ursache eine verschwindend kleine Wirkung zuschreiben. Selbst die ungeheuren Lavamassen, die von einzelnen Ausbrüchen bekannt sind, stellen im Verhältnis zu dem Erdganzen einen so verschwindend kleinen Bruchteil dar, dass man kaum imstande wäre, zu begreifen, wie die einmal ins Leben getretenen Kräfte der Eruption sich mit einem so winzigen Erfolge begnügt hätten. In der That ist der kleinste Tropfen Blut, der aus der Oberfläche des menschlichen Körpers bei einem Nadelstiche hervorquillt, im Verhältnis zum ganzen ungleich grösser als die bedeutendsten Ausbruchsmassen im Verhältnis zum Erdganzen [1]).

Würde das heissflüssige Erdinnere die Ergüsse erzeugen, so müsste auch nach allen physikalischen Richtungen hin ganz feststehen, dass es ein solches heissflüssiges Erdinnere in der That geben kann. Durch Rechnung wurde wiederholt der Nachweis geführt, dass ebensowohl der Erdmagnetismus als gewisse Bewegungen der Erde im Raume, die Nutation insbesondere, dass endlich auch Ebbe und Flut des Meeres in ihrer jetzigen Erscheinungsweise unmöglich wären, wenn nicht das Erdinnere fester wäre als der festeste Stahl, den man künstlich zu erzeugen vermag. Schliesslich lässt auch ein rein geologischer Grund uns auf die Abwesenheit jener angenommenen Ursache des vulkanischen Magma schliessen, nämlich der Umstand, dass die Ausbrüche in früheren

---

[1]) Der Skaptar Jökul auf Island hat 1783 mehrere Ströme von 70—90 km Länge und 22—27 km Breite bei 30 m mittlerer Mächtigkeit ergossen. — Auf der canarischen Insel Lanzarote wurden 1730—1736 über 150 qkm überströmt und überdeckt. Kann man einzelne besonders grosse Ausbruchsmassen sogar zu 100 cbkm schätzen, so verhalten sie sich zum Erdganzen doch wie 1 zu 10 827 000 000.

geologischen Zeiträumen in ihren Massen kaum so bedeutend waren als die Ergussmaterialien späterer Zeiträume und unserer Gegenwart. Man kennt noch nirgends eine über volle drei geographische Quadratmeilen ausgedehnte vulkanische Masse älterer Zeiten, der Grösse entsprechend, welche das im vorigen Jahrhundert entstandene Lavafeld der canarischen Insel Lanzarote besitzt. Noch ungleich grösser sind aber die Lavamassen des Skaptar Jökul-Ausbruches von 1783 und anscheinend mehrere der im letzten Jahrzehnt auf den Sandwichsinseln hervorgequollenen Ströme. In der Annahme eines heissflüssigen Erdinnern würde man doch zu denken haben, dass in früheren Zeiträumen, ehe die Erdrinde durch Erkaltung eine solche Dicke, wie jetzt, angenommen hatte, die Eruptionen leichter stattfinden konnten und also auch in grösserem Masse sich ereigneten. Die Wahrscheinlichkeit spricht dafür, dass in der That die Quantitäten der Ergüsse und der Massen, die ein Erguss liefert, zwar im allgemeinen wechselnd sind, dass aber zu allen Zeiten neben einzelnen sehr grossen Ausbrüchen viele von geringen Dimensionen eintreten. Die Diabasporphyrite und andere Gesteine, welche im mitteldeutschen Rotliegenden eingelagerte Lavaströme darstellen, sind manchmal nur wenige Meter dick und auf die Breite von einigen hundert Metern allerhöchstens gestreckt, wie kleinere Lavaströme unserer Tage.

Folgt aus alledem die Unwahrscheinlichkeit der Herkunft der Laven von einem heissflüssigen Erdkerne selbst, so müssen wir zu der Annahme gelangen, dass im Innern der Erde erst heissflüssige Massen sich bilden, die, wenn sie an einer bestimmten Stelle entstanden sind, eine Reihe von Ausbrüchen hervorrufen, und deren Verschwinden schliesslich das örtliche Erlöschen der vulkanischen Thätigkeit veranlasst. Für die örtliche Ursache der Bildung von heissflüssiger Lava lässt sich nun weiter geltend machen, dass die Eruptionen nicht nur auf bestimmte Zeiten beschränkt sind, sondern dass sie auch im Zusammenhange stehen mit grösseren gebirgsbildenden Wirkungen, dass die Stellung der Vulkane nicht

eine absolut regellose ist, sondern mit abhängig erscheint von dem geognostischen Bau des Untergrundes bezüglich seiner Umgebung. Man führt häufig die Beobachtung an, dass die meisten Vulkane in der Nähe des Meeres liegen, was in der Hauptsache sich bewahrheitet, wiewohl es schon für die südamerikanischen Vulkane der Kordilleren eine gewisse Täuschung ist, wenn man von Meeresnähe redet, während es sich um Entfernungen von vielen Kilometern von der Küste handelt. Als Ausnahmen betrachtet man die im Innern von Ländern fern von den Meeren vorhandenen Vulkane, welche noch in der Gegenwart ihre Thätigkeit geäussert haben. Indessen scheinen solche sogenannten Ausnahmen auch in der geologischen Vorzeit nicht ganz zu den Seltenheiten zu gehören, denn in der Tertiärzeit z. B. sind eine Anzahl von Vulkanen thätig gewesen in Gegenden, die gleichfalls von dem damaligen Meere viele hundert Kilometer ablagen, wenn wir berechtigt sind, aus den bisherigen Beobachtungen für irgend eine Zeit des Tertiär die ungefähre Grenze der Meere abzuleiten. Dass eine grössere Anzahl von Vulkanen teils Inseln sind, teils auch der Küste nahe auf grossen Inseln oder Festländern vorkommen, scheint im wesentlichen sich dadurch zu erklären, dass viele der Küsten neuen Ursprungs selbst sind und durch eine Senkung in verhältnismässig junger Zeit in ihre jetzige Lage gebracht sind. Dabei ist allerdings nicht zu verkennen, dass sehr zahlreiche Vulkane die Spuren fortdauernder Hebung zeigen, ältere Schichten mit Meeresmuscheln etc. an ihren Flanken tragen. Wie weit diese Hebungserscheinungen damit zusammenhängen, dass die Gesamtmasse der Erdrinde, durch welche hindurch zahlreiche Eruptionen stattfinden, stark erwärmt und dadurch ausgedehnt wird, entzieht sich noch der bestimmten Berechnung. Die Ursachen, welche örtlich eine grosse Erwärmung hervorrufen können: „Druck bezüglich Zerquetschung von Gesteinen, chemische Veränderungen und insbesondere die Summierung von zahlreichen, zu verschiedenen Zeiten wirksamen, Wärme erzeugenden Ursachen“, diese Verhältnisse können uns sehr gut er-

klären, dass irgendwo im Innern der Erde in der Entfernung von 20—40 km von der äusseren Fläche eine solche Wärme sich entwickelt, dass die Gesteinsmaterialien in einen eigentümlichen Zustand geraten, den nämlich, dass sie zwar fest bleiben, aber bei irgend einer eintretenden Verminderung des Druckes in flüssige Form übergehen. Eine Hauptursache der Druckverminderung würde die Spaltenbildung sein. Reisst also eine Spalte oder ein System von solchen bis zu jenen Stellen hin auf, so geraten die darunter befindlichen Massen infolge des nachlassenden Druckes in flüssigen Zustand, und hiervon nun sind, wie es scheint, die Ausbrüche abhängig.

Wir kommen nun an die zweite Hauptfrage, welche Kraft den Auftrieb des vulkanischen Materials bedingt. Ein Hauptgrund dieses Auftriebes ist jedenfalls darin zu suchen, dass aus der Lavamasse heraus sich die Dämpfe entwickeln. Das Aufkochen der Lava ist mit sehr bedeutender räumlicher Ausdehnung verknüpft und vermag jedenfalls durch die immer im Verhältnis zum Lavaraum oder Lavaherde engen Spalten einen erheblichen Teil des Gesteins emporzuführen. Wie gross dieser in der Lava selbst gelegene Auftrieb ist, ergibt sich aus den Beobachtungen, welche wir hier und da selbst bei Lötrohrproben anzustellen vermögen. Gewisse Pechsteine schwellen, wenn wir sie im Glasrohr zur Gluthitze treiben, derart an, dass die Glasröhre selbst in ihrer Form umgestaltet und, wenn sie noch nicht warm genug ist, zersprengt wird. Zahlreiche Silikate, die im festen Zustand gebundenen Wasserstoff enthalten, dehnen sich in der Rotglut und Schmelzhitze in sehr beträchtlichem Grade aus. Die Zeolithe haben davon ihren Namen, aber selbst der Epidot, welcher nur sehr wenig Wasser beim Erhitzen abgibt (kaum über 2 ½ % in den wasserreichsten Varietäten), schwillt beim Glühen blumenkohlartig an, und ähnlich verhält sich eine sehr grosse Anzahl von Stoffen. Neben dem Aufkochen der Lava kann vielleicht noch wirken der Druck untersinkender Teile der äusseren Erdrinde, oder der Druck, welchen die gesamte Erdrinde

auf die Lavamassen bei der Wärmeabgabe nach aussen ausübt. Fernerhin ist daran zu denken, dass manche Substanzen beim Krystallisieren sehr bedeutend an Raum zunehmen, und dass die Lava selbst, die schon im Innern der Erde in solchem Krystallisationsprozesse sich befindet, dadurch erheblich ausgedehnt werden muss. Man hat auch einen Grund des Auftriebs der Lava in dem Druck von Dämpfen gesucht, welche oberhalb der Laven in gewissen unterirdischen Höhlungen erzeugt sein sollen; und namentlich eine ältere Reihe von Hypothesen, welche allen Dampfgehalt der Laven und alle gasförmigen Produkte der Ausbrüche abzuleiten suchten von hinzutretendem Meer- oder Binnenseewasser, hat diesen Gasdruck für die Erklärung der Ausbrüche zu Hilfe gerufen. Es ist indes diese Hypothese keineswegs nötig, und die Annahme von mit Dämpfen gefüllten Hohlräumen im Innern der Erde hat sehr viel gegen sich. Schliesslich müssen wir einen Umstand hier betonen, dass nämlich nach den bisherigen Erfahrungen gewisse Perioden der Erdgeschichte, z. B. das Mitteldevon, das obere Karbon und das Rotliegende, das Oligocän und die Miocänzeit durch besonders zahlreiche, mannigfaltige und räumlich verbreitete vulkanische Erscheinungen ausgezeichnet sind und gleichzeitig als Zeiträume betrachtet werden dürfen, während welcher die Gebirgsbildungen durch Faltung der Erdrinde und durch Verschiebungen der Massen längs grosser Verwerfungsspalten besonders zahlreich gewesen sind. Diese zeitliche Korrelation ist jedenfalls für die Deutung der Erscheinungen von grosser Bedeutung.

10. Lehre von den Erdbeben oder Seismologie.

Erdbeben heissen alle vorübergehenden Schwingungen und Erschütterungen der Erdoberfläche, welche sich nicht auf Thätigkeit der Menschen zurückführen lassen. Mit der Erdoberfläche selbst schwingt auch das Meer, an den Küsten zeigt sich meistens zuerst ein bedeutender Rückzug des Wassers, dem dann ein gewaltiger Wogenanprall folgt. Die Erschütterungen des Wassers pflanzen sich

durch die Oceane auf sehr grosse Strecken fort, und die Schwingungen desselben haben wiederholt den ganzen Stillen Ocean durcheilt, während das grosse Lissaboner Erdbeben vom 1. November 1755 das Wasser des Atlantischen Oceans bis an die Küste von Nordamerika hin in Aufruhr versetzt hat.

Die Erschütterungen und Schwingungen der festen Erde, die wir hier zunächst allein betrachten wollen, werden besonders dadurch fühlbar und bemerkbar, dass die auf der Erde stehenden Körper nach dem Beharrungsvermögen Gegenbewegungen machen. Diese sind natürlich am stärksten, je höher über dem Boden die Gegenstände sich befinden. Daher ist ein Erdbeben jederzeit auf Türmen, an den Schornsteinen und in den oberen Stockwerken der Häuser stärker fühlbar als in niedrigeren Wohnungen. Unterhalb der Erdoberfläche in Bergwerken sind sehr häufig Erdbeben unbemerkt geblieben, weil Gegenbewegungen wenig zur Geltung kommen können, wo fast alle Gegenstände mit dem Boden fest verwachsen sind. Starke Erdbeben sind Menschenwerken gegenüber das verheerendste Phänomen, das wir kennen.

Die Bewegungen der einzelnen Teile der Erdoberfläche bei den Erdbeben erscheinen als wellenförmige; bald bemerkt man auf- und niedergehende, bald seitliche Schwingungen besonders lebhaft. Es geht hieraus hervor, dass das Erdbeben nur der die Oberfläche der Erde erreichende Teil von Wellenbewegungen ist, welche, innerhalb der Erde erzeugt, durch die Elasticität der Gesteine nach verschiedenen Richtungen fortgepflanzt werden. Durch neuere, selbstregistrierende Apparate weiss man, dass bei vielen Erdbeben die Richtung der horizontalen Schwingungen an einzelnen Punkten sich wesentlich ändert: dass unter Umständen das Pendeln der Erdbebenmesser in einer bestimmten Richtung umschlägt in ein Pendeln in rechtwinkelig darauf stehender Richtung. Es ist danach zu schliessen, dass entweder ein Zurückwerfen der Schwingungen im Felsgebäude der Erde in ähnlicher Weise erfolgt wie bei in Wasser erregten Wellen, die von den Gefässwänden zurückgeworfen werden; oder dass neue

Bewegungen an anderen Punkten der Erde durch die Schwingungen eines Erdbebens ausgelöst und erregt werden. Wir nehmen mit gutem Grunde an, dass die wesentlichen Bewegungen longitudinale Wellen sind, gleich den Schallwellen. Danach würde die Erschütterung der meisten einzelnen Punkte der Erdoberfläche durch einen schräg von unten wirkenden Stoss bewirkt, den wir uns in eine vertikale und in eine horizontale Komponente zerlegt denken können. Die vertikale Komponente ist für gewöhnlich schwerer zu beurteilen als die horizontale. Wohl sind Fälle bekannt, dass auf dem Boden liegende feste Körper emporgeschleudert wurden, oder dass andere Gegenstände gewissermassen in den Boden hineingetrieben wurden, aber dennoch ist die vertikale Komponente der Bewegungen in sehr zahlreichen Fällen der Beobachtung weniger zugänglich als die horizontale. Wenn man von einer Stossrichtung spricht, die das Erdbeben am einzelnen Orte gehabt habe, so meint man diejenige Richtung, welche der horizontalen Komponente entspricht. Diese Stossrichtung ist allerdings sehr schwer richtig zu benennen, wenn wir den ersten Ausgang der Bewegung dabei mit bezeichnen wollen. Die Richtung selbst ergibt sich ja durch die pendelnde Gegenbewegung aufgehängter Körper, durch das Auslaufen von Flüssigkeiten aus Gefässen nach bestimmten Seiten zu. Bei vielen starken Erdbeben fallen die Trümmer nach der Stossseite hin. In ganz gleichmässig gebauten Häusern und anderen Gebäuden ist anzunehmen, dass Risse senkrecht gegen die Stossrichtung entstehen; in weitaus den meisten Fällen hängen aber Mauerspalten mehr von der Eigentümlichkeit der Architektur als von der Stossrichtung eines Erdbebens ab. Steinerne Pfeiler zeigen bei Erdbeben nicht selten eine drehende Verschiebung ihrer einzelnen Steinstücke. Diese Drehung veranlasste früher zu dem Glanben, dass es kreiselnde Erdbebenstösse gebe. Indessen überzeugt man sich leicht, dass die in Rede stehende Verschiebung von Steinen Folge davon ist, dass der Schwerpunkt der einzelnen Gesteinsstücke und der Haftpunkt derselben — bezüglich der Punkt, auf welchem sie sich

drehen können oder müssen — nicht in einer senkrechten Linie liegen. So werden dann die Schwerpunkte der einzelnen Steinstücke in der Stossrichtung vorwärts bewegt, während am Haftpunkte der Zusammenhang der Steine gewahrt werden kann; die stattfindende Verschiebung erscheint als Drehung.

Genaue Beobachtung der horizontalen Stossrichtung ist nur möglich durch besondere „Erdbebenmesser", die Seismometer oder Seismographen. Wir übergehen die Beschreibung solcher Instrumente, welche in den besonderen Fachzeitschriften jetzt leicht aufgesucht werden können. Je mehr mit denselben, namentlich mit den wichtigsten, den selbst registrierenden Apparaten, Beobachtungen angestellt und je mehr solche veröffentlicht werden, desto mehr wird die Natur der Erdbeben erkannt werden können. Wie weit solchen Beobachtungen eine praktische Bedeutung zukommt, und ob man die Gefährdeten wird warnen können, muss sich erst in der späteren Zeit ergeben. Zum Zwecke der Warnung sind insbesondere die seismometrischen Beobachtungen am Vesuv seit längeren Jahren im Gange, da an diesem Berge gewöhnlich die vulkanischen Ausbrüche sich durch vorhergehende Erdbeben anmelden. Lokalbeobachtungen haben nur Wert durch die Vergleichung mit anderen, ähnlichen Beobachtungen. Solche Vergleichungen sind leider noch in sehr geringem Masse möglich.

Tritt ein Erdbeben ein, so werden die Erschütterungen auf einem Gebiete bemerkt, welches wir das Verbreitungsgebiet dieses Erdbebens nennen. Innerhalb dieses Verbreitungsgebietes können Lücken vorkommen, an denen das Felsgebäude der Erde die Bewegung nicht mitgemacht hat, es wird indes in den meisten Fällen wohl auch auf solchen „Brücken" eine, wenn auch nur schwache Bewegung eingetreten sein. Das Verbreitungsgebiet ist übrigens in verschiedene Abteilungen insofern zu zerteilen, als man einmal auf die zeitlichen Momente einen Wert legen, andererseits auf die Stärke der Erschütterungen seine Aufmerksamkeit richten kann. Genau gleichzeitig erschütterte Punkte des Verbreitungsgebietes können wir

uns durch Homoseisten verbunden denken. Wenn einigermassen zuverlässige Zeitangaben über den Eintritt des Ereignisses an den einzelnen Orten vorhanden sind, gelingt die kartographische Darstellung der Homoseisten.

Gleich stark erschütterte Teile verbinden wir durch sogenannte Isoseisten, welche letztere allerdings sehr viel unsicherer zu bestimmen sind als die ersteren. Gewöhnlich zeigen sich die Homoseisten, wenn solche überhaupt bestimmbar sind, in der Weise angeordnet, dass sie von einem Erdbebencentrum aus ungefähr gleichmässig geformte, kreisförmige oder elliptische Ringe darstellen. Das Centrum der Homoseisten ist ein Oberflächenmittelpunkt oder „Epicentrum", unter welchem der wahre Ursprungsort des Erdbebens, das eigentliche Centrum sich befinden muss.

Betrachten wir die Zeit, in welcher das Erdbeben, von einer Homoseiste zur anderen übergehend, einen bestimmten Raum durchläuft, so bestimmen wir die Oberflächengeschwindigkeit des Erdbebens. Die wahre Fortpflanzungsgeschwindigkeit des letzteren weicht von dieser insofern ab, als das eigentliche Centrum ja unter dem Epicentrum gelegen ist, und wenn die Richtung vom Centrum nach dem Epicentrum hin die Erdbebenachse genannt wird, so ist dieselbe mit dem Erdoberflächenbogen, welcher der Fortpflanzungsgeschwindigkeit entspricht, und mit der wahren Fortpflanzungsgeschwindigkeit in dem Verhältnis eines Dreiecks innerhalb einer Kugel, dessen eine Seite ein Bogenstück der Kugel ist. Der Erdbebenstoss wird nun betrachtet als ein solcher, der in der Erdbebenachse in senkrechter Richtung wirkt, andere Punkte der Erdoberfläche dagegen in einem spitzen Winkel trifft, den man den Emersionswinkel nennt.

Könnte man annehmen, dass alle Gesteine vollkommen elastisch wären und dass bei denselben die Elasticität in allen Richtungen eine gleiche wäre, so würden wir Verhältnisse ähnlich den Schwingungen in einem homogenen Körper finden. Das ist aber durchaus nicht der Fall und die Erfahrung hat gezeigt, dass Schwingungen in den verschiedenen Gesteinen mit verschiedener Geschwindigkeit

sich fortpflanzen, dass auch die Lagerungsverhältnisse solcher Gesteine und die etwa in denselben herrschenden Spannungen oder die Auslösungen der Kräfte für die Schwingungen von massgebender Bedeutung sind. Gleichwohl kann man in annähernder Weise für bestimmte Gegenden von mässigem Umfange, von ziemlich gleichförmiger geognostischer Zusammensetzung, auch gleichartiger Lagerung der Gesteine einen Mittelwert gewinnen, wenn man es versucht, die eben angegebenen Elemente aus den Beobachtungen abzuleiten und eines aus dem anderen zu berechnen. Zwei Methoden solcher Berechnungen sind in den letzten Jahrzehnten wiederholt in Anwendung gebracht worden. R. Mallet hat sich auf die Beobachtungen der in Gebäuden erzeugten Spalten und der Verhältnisse umgestürzter oder fortgeschleuderter Gegenstände gestützt und gezeigt, dass bei den meisten Erdbeben, die hinlänglich stark genug waren, um überhaupt nach dieser Methode hin einen Erfolg zu ergeben, diejenigen Landschaften, bei welchen der Emersionswinkel ein sehr kleiner ist, so ungemein viel ausgedehnter sind als die Distrikte mit steileren Emersionswinkeln, dass auf eine nicht eben tief gelegene Ursache der Erdbeben geschlossen werden muss, wenn man das Erdbebencentrum auch als den Sitz der erdbebenerzeugenden Ursache ansieht.

Einfacher und überall durchführbar, wo immer einigermassen zuverlässige Zeitbestimmungen über die Wahrnehmung von Erdbeben vorliegen, ist die Methode, welche Karl von Seebach eingeschlagen hat und mittels welcher er zuerst durch Rechnung und graphische Darstellungen den Ursprung des mitteldeutschen Erdbebens vom 6. März 1872 zu erforschen versuchte. Allerdings zeigen spätere Versuche der Anwendung gleicher Methoden auf andere Erdbeben, dass die Rechnungsresultate keineswegs zuverlässige sind, und die Schwierigkeiten der Rechnung selbst wachsen, wenn das Erdbebengebiet nicht ein nahezu kreisförmiges, sondern ein in irgend einer Richtung der Länge nach gestrecktes ist.

Von ganz anderen Erwägungen geht eine besonders in Oesterreich und Süddeutschland vielfach in Anwen-

dung gebrachte Bearbeitung von Erdbeben aus. F. Süss insbesondere hat sich bestrebt, gewisse Linien unserer Erdoberfläche als „Stosslinien“ für Erdbeben zu bestimmen. Er geht dabei von zahlreichen Beobachtungen aus und versucht den Nachweis, dass in bestimmten Richtungen häufiger als in anderen Erdbeben eintreten, dass diese Erdbeben untereinander in einem gewissen Zusammenhange stehen und dass manchmal sogar die Bewegung eines Teiles der einen Linie Bewegungen auf einer anderen Linie nachträglich im Gefolge habe. Für einzelne Erdbeben, z. B. für das von Belluno im Jahre 1881, wurde von den Anhängern dieser Meinung auch direkt die Ueberzeugung ausgesprochen, dass es Bruchlinien und Verwerfungsspalten seien, welche als Stosslinien der Erdbeben sich bemerkbar machen. Andere Forscher haben sich vielfach gegen derartige Annahmen ausgesprochen und namentlich geltend gemacht, dass Verwerfungs- und Spaltungslinien der Erdrinde weniger gut die Erdbebenstösse fortpflanzen können als etwaige Richtungen besonders fester Zusammenpressung der Gesteine. Es lässt sich wohl denken, dass an den Verwerfungsspalten eine Bewegung gelegentlich einträte durch gegenseitige Verschiebung der Massen, aber solche Bewegung wird im grossen und ganzen weniger leicht sich fortpflanzen, wo das Felsgebäude der Erde Unterbrechungen: Spalten, zeigt, als wo die Gesteinsmassen dicht aufeinandergedrängt liegen. Ein bedeutender Fortschritt liegt immerhin in der Lokalisierung der Ursachen von Erdbeben, und wenn thatsächlich die behaupteten Erdbebenstosslinien nicht als solche auf die Dauer sich bestätigen sollten, so würde man statt derselben begrenztere Ursprungsgebiete von Erdbeben anzunehmen haben, wie Volger zuerst gelehrt hat.

Soweit die Erfahrung reicht, werden in der Neuzeit durchschnittlich pro Jahr 300—310 Erdbebentage und über 500 Erdbeben verzeichnet. Nun werden höchstens von $^1/_8$ der Erdoberfläche auch die schwächeren Erdbeben aufgezeichnet, und einschliesslich der Meeresoberfläche werden von ungefähr $^3/_4$ der Erdoberfläche nur die stärksten, heftigsten Erschütterungen bemerkt. Grosse Räume sind

es auch, namentlich der polaren Regionen, über deren etwaige Erdbeben in der Regel gar keine Nachricht zu uns gelangen kann. So wird man wohl annehmen dürfen, dass jetzt höchstens $^1/_5$ der stattfindenden Erdbeben bekannt werden, dass also thatsächlich pro Jahr mindestens etwa 2500 solcher Ereignisse stattfinden und auf jeden Tag eine Anzahl von solchen kommt.

Aus den unvollkommenen, bis jetzt zur Verfügung stehenden Daten hat man vielfach Betrachtungen versucht über den zeitlichen Zusammenhang von Erdbeben mit Tageszeiten, mit den klimatischen Jahreszeiten, mit den Perioden des Perihels, des Aphels, der Syzygien und dergleichen. Mit grosser Bestimmtheit hat sich sowohl der gründliche Forscher Perrey als der für den kleineren Raum Griechenlands und seiner Umgebungen so ausnehmend erfahrungsreiche Julius Schmidt für eine Zunahme der Zahl der Erdbeben mit den Syzygien, dem Perigäum des Mondes und der Stellung desselben im Meridian der durch die Erschütterung heimgesuchten Orte ausgesprochen. R. Falb, der, die Beziehungen der Erdbeben zu den Syzygien voraussetzend, aus Monaten, von denen über 50 Erdbeben aufgezeichnet sind, nur 2 oder 3 Erdbebentage kannte, gab Auseinandersetzungen, warum die ihm bekannten Erdbeben in dem einen Falle sich um 8 Tage verspätet, im anderen um einige Tage zu früh eingetroffen seien, — eine Unpünktlichkeit, welche sich die Gezeiten, die doch auch von der Stellung des Mondes abhängen, nicht zu schulden kommen lassen! — In bezug auf die Fortpflanzungsart der Stösse haben wir verschiedene Arten von Erdbeben. Bei einer grossen Anzahl von solchen, die man centrale Erdbeben genannt hat, geht die Bewegung in strahlenförmiger Weise ziemlich gleichförmig von einem Epicentrum aus, und das Erdbebengebiet selbst wird ein nahezu kreisförmiges. Beispiele derart sind im grossen Lissaboner Erdbeben vom 1. November 1755, im kalabrischen Erdbeben von 1783, in den rheinischen Erdbeben vom 23. Februar 1828, 22. Juli 1846, November 1869, 22. Oktober 1873, im mitteldeutschen Erdbeben vom 6. März 1872 und in einer grösseren Anzahl

derjenigen Erdbeben gegeben, über welche Julius Schmidt kartographische Darstellungen veröffentlicht hat. Seltener sind die longitudinalen Erdbeben, bei welchen es vorherrschend eine längsgestreckte Zone ist, meistenteils dem Zuge von Gebirgsketten folgend, längs welcher das Erdbeben die Bewegungen fortsetzt. 1746 scheint ein solches longitudinales Erdbeben bei Callão begonnen und gegen Lima sich fortgesetzt zu haben. In genau umgekehrter Richtung hat man im Jahre 1822 in demselben Gebiete Erdbebenstösse beobachtet. Eine dritte Kategorie von Erdbeben sind die transversalen. Dabei scheinen nahezu gleichzeitig eine Anzahl von Punkten, die in parallelen Linien liegen, erschüttert zu werden. Die Bewegung pflanzt sich dann parallel dieser ersteren Linie entweder nach zwei oder nach einer Seite besonders deutlich fort. Zu solchen Erdbeben gehören die in den Jahren 1811 und 1812 am Mississippi, am Ohio und Arkansas beobachteten, ferner das nordamerikanische Erdbeben vom 4. Januar 1843, nach dem Berichte von Rogers weiterhin auch die Erdbeben, welche am 8. Februar 1843 auf Guadalupe ihren Anfang nahmen und von Deville beschrieben worden sind.

Es gibt auch andere Verhältnisse, nach denen wir die Erdbeben gruppieren und in Kategorien einteilen können. Betrachten wir die einzelnen Bewegungen und den etwaigen Zusammenhang der letzteren, so lassen sich unterscheiden:

1) Erdbeben mit einem einzigen Stosse, welcher über eine bestimmte Landschaft sich verbreitet und nicht von besonderen Nebenstössen begleitet ist. Dahin gehörte das rheinische Erdbeben vom 22. Juli 1846.

2) Viele Erdbeben zeigen sekundäre Erschütterungen, welche dem Hauptstosse entweder vorangehen oder ihm folgen. Diese Nebenerscheinungen äussern sich bald innerhalb des Gebietes des Erdbebens, bald an dessen Rändern, und wir dürfen wohl mit Süss und anderen annehmen, dass die vorhergehende Erscheinung die nachfolgende zur Wirkung hat. Eine kleine Erderschütterung wird in dem einen Falle ein grösseres Erdbeben gewissermassen aus-

lösen und in Thätigkeit setzen, wenn der sogenannte sekundäre Stoss zeitlich der frühere ist. Umgekehrt haben sehr häufig grössere Erschütterungen auf ausgedehnten Gebieten an einzelnen Stellen nachfolgende Schwingungen zur Folge und setzen eine Erdbebenursache in Bewegung, welche auf kleinem Raume sich geltend macht.

3) Weiter haben wir ins Auge zu fassen Erdbeben, die eine beschränkte Anzahl von Stössen darbieten. Das berühmte, in zahlreichen Schilderungen der dadurch hervorgerufenen Schrecknisse oft besprochene Erdbeben vom 26. März 1812 in Caracas zeigte z. B. drei Stösse in unmittelbarer Folge hintereinander.

4) Weiterhin sind zu erwähnen langdauernde Erdbeben mit häufig wiederholten Stössen. Dahin gehörten z. B. die Grossgerauer Erdbeben von den Jahren 1869—70, mit mehreren tausend Erschütterungen auf kleinem Raume rings um Grossgerau selbst, während sieben der Stösse ein grosses Gebiet, nämlich einen erheblichen Teil Deutschlands und selbst ausserdeutscher Gebiete in Mitleidenschaft zogen. Zu solchen Erdbeben mit sehr zahlreichen Stössen gehören auch die grossen Erdbeben von Phokis im Jahre 1870 und mehrere andere, welche in Griechenland beobachtet worden sind. Manche von diesen letzteren haben bis zu 500 000 Stössen gehabt. Solche langdauernde Erdbeben sind allerdings schwer als zu einer und derselben Erscheinungsreihe gehörend mit Sicherheit nachzuweisen, wenn bei mehrmonatlicher Dauer recht häufig längere Pausen der Erschütterungen eintreten.

5) Wiederholt hat man endlich von solchen Erdbeben geredet, welche mit anderen Erderschütterungen ausserhalb ihres Bereiches im ersichtlichen Zusammenhange ständen. Wie weit es in solchen Fällen auf eine zufällige Gleichzeitigkeit herauskommt, bleibt künftigen Beobachtern überlassen zu erforschen.

Fassen wir die Erderschütterungsgebiete ins Auge, so haben wir nach den geographischen Verhältnissen derselben verschiedene Kategorien. Neben den sporadischen Erdbeben, welche gelegentlich in Gegenden beobachtet werden, die sehr selten erschüttert sind, kennt man Erd-

beben habitueller Stossgebiete. Jene Stossgebiete selbst sind nun wieder untereinander sehr verschieden. In einzelnen Regionen der Erde muss man so auf den häufigen Eintritt heftiger Erdbeben rechnen, dass die Bauart der Häuser auf die Bodenschwankungen eingerichtet ist, wie es in manchen Teilen der südamerikanischen Kordilleren, bezüglich ihres Fusses, und in Mittelamerika der Fall ist. Andere Erdbebengebiete werden zwar häufig, aber doch nur sehr selten in dem Grade heimgesucht, dass man in den menschlichen Verhältnissen sich nach den Erdbeben richten möchte. Dahin gehören z. B. die griechischen Landschaften und Inseln, die neapolitanischen Regionen, das kalabrische Gebirge, der Karst bei Triest und mehrere andere Gegenden. In solchen Gebieten wiederholen sich die Erdbeben in kürzeren Zwischenräumen, und ein und derselbe Punkt ist in Jahrzehnten gewöhnlich mehrfach von solchen betroffen. Wiederum sind Erdbebengebiete nicht ganz selten, welche in längeren Pausen erst die Schwingungen durchmachen, dann aber gewöhnlich eine Reihe von Erschütterungen unmittelbar hintereinander, und monatelange Bebungen erleiden. Zu den letzteren gehören z. B. die deutschen Erdbebengebiete im rheinischen Schiefergebirge, in den Darmstädter Regionen und an der Südgrenze Deutschlands die Baseler Landschaften. Gegenüber diesen erdbebenreicheren Landschaften und den Stössen, welche nur als sporadische auftreten, kennt man Gegenden, von denen noch niemals, wie es scheint, eine Erderschütterung beobachtet worden ist.

Die eigentlichen Erdbebenherde sind grossenteils unter ganz bestimmten Verhältnissen vorhanden. Manche solcher Erdbebengebiete scheinen wesentlich in Verknüpfung zu stehen mit der Aufhäufung bedeutender Anschwemmungen in gewissen Küstenlandschaften. Bei Quebeck an der Mündung des St. Lorenzstromes, an der Mündung des Indus und an der einiger anderer grösserer Flüsse sind die Erschütterungen sehr häufige. Ganz ähnlich in ihren Verhältnissen sind die Stossgebiete in der Nähe der Grenzen grösserer Ebenen gegen älteres Gebirge (Basel, Darmstadt etc.). Auch in diesen Fällen sind gewöhnlich

mächtige Anschwemmungsmassen jüngeren Ursprungs in der Nähe von älteren Gesteinsmassen entwickelt, ohne dass mit voller Sicherheit gesagt werden könnte, dass gerade diese Nebeneinanderlagerung und Uebereinanderlagerung die notwendige Veranlassung sei. Niedrige Gebirgslandschaften zeigen sehr häufige Erschütterungen, und in manchen solcher Regionen scheint sich geltend zu machen, dass zwischen den einzelnen Teilen die Spannungen noch fortdauern, welche bei der Gebirgsbildung eine Rolle spielten. Das rheinische Schiefergebirge, welches seit den letzten 1000 Jahren ungefähr 600 mal durch Erdbeben erschüttert worden ist, gehört zu diesen niedrigeren Gebirgen. Im Erzgebirge sind seit den letzten 880 Jahren weniger zahlreiche Erdbeben wahrgenommen worden, aber auch hier sind doch an die 30 aufgezählt worden. Julius Schmidt hat aus der Levante allein für die Jahre 1859 bis 1873 3040 Erdbebenbeobachtungen zusammengestellt, häufig ist aber dabei ein und dasselbe Ereignis offenbar von mehreren Stellen gemeldet worden.

In Hochgebirgen gehören die Erdbeben zu den häufigeren Wahrnehmungen. Obwohl die Berge lange nicht so stark bewohnt sind als die Thäler und manches Ereignis in den Thälern unbeachtet bleiben muss, welches man auf den Bergen würde spüren können, sind eine grosse Zahl solcher Hochgebirgserdbeben beschrieben und untersucht worden. In den Alpen spielt das Visperthal eine besonders hervorragende Rolle als Erdbebenherd.

In den letzten Jahren erst hat man mit Recht grossen Wert darauf gelegt, auch Bodenerschütterungen, welche mit menschlicher Thätigkeit zusammenhängen, mit den Erdbeben direkt zu vergleichen. Der grosse Kruppsche Dampfhammer von 1000 Ctr. Gewicht und etwas über 3 m Hubhöhe soll eine Fläche von etwa einer geographischen Meile Durchmesser in merkbare Schwingungen versetzen. Die Explosion eines Pulverturmes in Mainz im Jahre 1819 ist nach den Berichten über 38 km entfernt von Mainz deutlich fühlbar gewesen. In Frankfurt wurde sie weit stärker als viele Erdbebenstösse verspürt, welche diese Stadt von der Grossgerau-Darmstädter Land-

schaft aus betroffen haben. Als am 10. Februar 1881 die Leimbacher Dynamitfabrik an dem Abhange des Unterharzes durch eine Explosion zerstört wurde, nahm man in Halle bei 41 km und in Merseburg bei 45 km Entfernung von dem Schauplatze des Ereignisses eine gewisse Bewegung wahr, von der allerdings zweifelhaft bleiben kann, wie weit sie eine Bodenerschütterung war oder wie weit es sich nur um eine Lufterschütterung gehandelt hat, die eine Menge von Gegenständen bewegte. Dergleichen Lufterschütterungen werden auch bei den Vulkanausbrüchen sehr viel häufiger als eigentliche Erdbeben wahrgenommen.

Die Studien über die Fortpflanzung innerhalb verschiedener Gesteine knüpfen fast ausschliesslich an Experimente an. Nach Mallet setzt sich ein Stoss in nassem Sande pro Sekunde 294 m weit fort, im lockeren Granitgrus 396 m, in festem Granit 507 m. Pfaff berechnet aus der Tonhöhe, dass die Schwingungen durch Syenit innerhalb einer Sekunde um 540 m fortschreiten, in dichtem Jurakalk 547 m, in Thonschiefer sogar 727 m. Diese Zahlen entsprechen einigermassen den sehr verschiedenen Werten, welche in bezug auf die Fortpflanzung von eigentlichen Erdbeben erhalten worden sind. Das rheinische Erdbeben vom 29. Juli 1846 hat nach Schmidt eine Fortpflanzungsgeschwindigkeit von 567,6 m, das grosse neapolitanische Erdbeben vom 16. Dezember 1857, das nach Mallet aus einer Tiefe von 9 1/4 km hervorwirkte, hatte eine Geschwindigkeit von 259,7 m, das Erdbeben vom 15. Januar 1858 in Ungarn bei einer wahrscheinlichen Tiefe des Centrums von 26 250 m eine Fortpflanzungsgeschwindigkeit von 206 m, das vom 6. März 1872 im Voigtlande, dessen Ursprung nach Karl von Seebach in 21 500 m Tiefe lag, die grosse Propagationsgeschwindigkeit von 742 m, das Erdbeben vom 22. Oktober 1873 von Herzogenrath nach von Lasaulx eine Ursprungstiefe von 17 200 m und eine Fortpflanzungsgeschwindigkeit von 360,2 m.

11. Ursachen von Erdbeben.

Lange Zeit hindurch haben viele Forscher sich bemüht, eine allgemeine Ursache sämtlicher Erschütterungen der festen Erde zu finden. Mehr und mehr hat sich aber die Ueberzeugung Bahn gebrochen, dass eine solche Generalursache aller Erdbeben nicht existiert und dass alle Kräfte, welche überhaupt feste Körper in Schwingungen versetzen, wenn Ursache und Wirkung im richtigen Verhältnis stehen, Erschütterungen der festen Erdrinde hervorrufen. Gasexplosionen spielen offenbar bei manchen Erdbeben, welche gleichzeitig mit Vulkanausbrüchen und in den vulkanischen Gegenden wahrnehmbar sind, eine grosse Rolle. Es sind diese Erschütterungen den Schwingungen des Gewehres oder des Kanonenrohres vergleichbar, aus welchem geschossen wird. Ob ausser bei vulkanischen Ereignissen Explosionen als Erdbebenursachen gelten dürfen, ist nicht zweifellos. Durch traurige Ereignisse beim Bergbau ist man wohlbekannt mit Explosionen von Kohlenwasserstoffen, und diese Vorkommnisse, welche in Bergwerken beobachtet worden sind, machen es nicht unwahrscheinlich, dass plötzliche Verbrennungen schlagender Wetter etc. auch in einzelnen Gegenden sedimentären Gebirges Erdbebenursachen sein können.

Aus den Spannungen, die in unserer Erdrinde durch den Massendruck und die gegenseitige Verschiebung der Teile, auch durch die unterirdischen Erosionen und chemischen Zerstörungen notwendig vorhanden sind, müssen in vielen Fällen Schwingungen werden. Wir kennen ja eine ganze Menge von Vorgängen, bei welchen eine eingetretene Spannung von festen Körpern sich in einer Schwingung auslöst; eine stärkere Schwingung noch wird jedenfalls in dem Falle eintreten, wenn infolge der Spannung der Zusammenhang der Gesteine reisst und die Felsmassen bersten. Es ist kaum denkbar, dass irgend eine der grösseren Spalten, z. B. der Verwerfungsspalten, die ja an vielen Stellen so dicht gedrängt und zahlreich nebeneinander auftreten, entstanden sein könne, ohne dass das

Spaltenreissen gewaltige Schwingungen und Erschütterungen nach sich gezogen habe. Ausser dem horizontalen und vertikalen Drucke der Gesteinsmassen werden aber Spannungen derselben durch Erwärmung und Erkaltung, durch Stoffaufnahme und Stoffverminderung oder Auslaugung hervorgerufen. Eine grosse Anzahl von Mineralkörpern zeigt, dass sogar durch die Krystallisation von Verbindungen Spannungen sich zu erzeugen vermögen. In Steinbrüchen hat man wiederholt stark gespannte Massen aufgefunden, die bei etwaiger Bearbeitung anderen Raum einnahmen, als sie früher gehabt hatten, sobald der Zusammenhang an einer Stelle gelockert war. Die Spannungen und die davon abhängigen Spaltenbildungen sind entschieden, wie Perrey, Dana, Volger und viele andere Geologen nachzuweisen sich bemüht haben, ganz vorwiegend die Ursache von grösseren Erdbeben.

Auch die Reibung übereinander und nebeneinander gleitender Massen bringt Erschütterungen und Schwingungen derselben hervor, wie jeder Ton einer Geige beweist. Reibungen der Massen unserer Erdrinde gegeneinander werden uns sehr häufig durch die schön polierten Rutschflächen der Gesteine, die sogenannten „Spiegel“ der Bergleute, bewiesen, und alle diese eigentümlichen, in vielen Gegenden sehr massenhaft auftretenden Rutschflächen geben ein beredtes Zeugnis, mit welchem Widerstande, also auch mit wie bedeutenden Schwingungen und Erschütterungen die gegenseitigen Verschiebungen in der Erdrinde stattgefunden haben. Eine Reibung der Massen an einer Verwerfungsgrenze und ein Gleiten von nachgiebigerem Material auf einer geneigten Unterfläche werden jedenfalls als Ursachen von gewissen Erderschütterungen anzuerkennen sein, wenn es auch jetzt nicht gelingt, zu bestimmen, ein wie bedeutendes Mass der Erschütterung auf Rechnung der Spaltenbildungen selbst und ein wie grosses auf die Bewegungen längs der Spalten zu beziehen ist.

Der Stoss fester Körper gegen andere, ebenfalls feste, kann bekanntermassen erhebliche Schwingungen veran-

lassen. Infolgedessen können wir uns kaum einen Einbruch oder Einsturz von Felsmassen ohne begleitende Erderschütterungen denken und, da sehr häufig die Einsturzerscheinungen ihre Spuren hinterlassen, so muss auch dieser Vorgang als Erdbebenerzeuger wesentlich berücksichtigt werden. Freilich ist es auch hier nicht besonders leicht, die Folgen von Einstürzen von denen der Schwingungen und Spaltenaufreissungen und der Reibung zu trennen. Sehr lehrreich in dieser Hinsicht sind die zahlreichen Erderschütterungen, durch welche in den letzten Jahren die Gegend von Stassfurt und die Stadt selbst heimgesucht worden ist, nachdem der Bergbau eine erhebliche Menge Materials aus dem dortigen Salzwerke weggenommen hat. Es findet in der Tiefe gewöhnlich nur ein ganz schwaches Nachschieben der Massen und innerhalb des Bergwerkes zwar das Aufreissen kleinerer Spalten und die Verschiebung längs derselben, nicht aber irgend ein grösserer Deckeneinbruch statt, und doch sind in der nahgelegenen Stadt die Erschütterungen sehr stark. Die Wahrscheinlichkeit spricht dafür, dass ein Teil der stattfindenden Erscheinungen einer Art von Schaukelbewegung einer grösseren Anhydritplatte entspricht. Denn während nach dem Bergwerke zu sich alle Massen unterhalb dieser Anhydritplatte im Hangenden des Salzwerkes um einige Fuss und stellenweise nur um einige Zoll gesenkt haben, sind oberhalb der Platte auch Emportreibungen des Bodens, also eine entsprechende kleine Hebung wahrgenommen worden, als ob die Gesteinsmassen in der Nähe der Anhydritplatte eben jene, den Schwingungen einer Wagschale nicht unähnlichen Bewegungen durchgemacht hätten.

Ein grösserer Einsturz, also der Schlag von Gesteinsmaterialien der Decke unterirdischer Hohlräume auf den Boden derselben, kann sehr wohl als Veranlassung gedacht werden von zahlreichen Erderschütterungen in höhlenreichen Gebieten, wie z. B. in dem vorher genannten Karst.

Von den Anhängern der Lehre vom Fortbestande eines heissflüssigen Erdkerns wird häufig auch der Stoss

der inneren, heissflüssigen Massen gegen die gesamte Erdrinde als die Veranlassung der Erdbeben hingestellt. Es ist wohl unzweifelhaft, dass, wenn grosse Hohlräume zwischen der äusseren, starren Erdrinde und dem zähflüssigen Gesteine des Pyriphlegethon existierten, Wogen der Glutmassen des Pyriphlegethon an diese äussere Rinde schlagen könnten. Schliesst dagegen die feste Erdrinde dicht und überall an den hypothetischen flüssigen Kern der Erde an, so kann ein eigentlicher Stoss durch Wellenbewegung ebensowenig erzeugt werden, wie ein solcher Stoss auch nicht im Innern einer Glasflasche, die vollständig mit Wasser gefüllt ist, durch irgend eine Bewegung des Wassers gegen die Wände geübt werden kann. Ob, falls der Pyriphlegethon wirklich durch Hohlräume von der Erdschale getrennt würde, innerhalb der sehr zähflüssigen Gesteinsmassen so bedeutende Wellen gebildet werden könnten, dass dieselben eine Rindenmasse von 20—30 km Dicke in Schwingungen zu versetzen vermöchten, bleibt noch sehr unsicher. Einen Grund, diese Veranlassung für Erdbeben anzunehmen, können wir durchaus nicht finden, da eine hinlängliche Menge von Spannungserscheinungen u. s. w. in der uns bekannten Erdrinde vorhanden ist und die Erschütterungen genügend erklärt. Die angeblich grössere Zahl der Erdbeben in der Zeit des Vollmondes und Neumondes würde keineswegs für irgend eine der Theorien als Stütze ins Feld geführt werden können, wenn die Thatsache einer Zunahme der Erdbebenzahl mit den Syzygien hinlänglich sicher durch die Erdbebenstatistik feststände. Denn die Anziehungen der Sonne und des Mondes betreffen doch nicht bloss flüssige Substanzen, sondern auch feste. Sofern diese letzteren gegeneinander verschiebbar sind, wird eine Differenz der Anziehungen auf den verschiebbaren Teil und auf den starreren des Erdcentrums eintreten müssen. Nur Differenzen der Anziehungen sind es ja, welche für die Bildung der Gezeiten in Frage kommen. Jede Wirkung der Schwerkraft, jeder Druck innerhalb einer Spalte und jede Spannung innerhalb gewundener Schichten wird notwendigerweise verstärkt oder geschwächt,

je nachdem die Massenanziehungen zur Sonne oder zum Monde noch hinzutreten, oder in einer anderen Richtung, als die sonstigen Massenanziehungen wirken. Der Gleichgewichtszustand der Gesteine wird durch Auslaugung oder Zufuhr von Stoffen stets verändert; wird er labil, so genügt ein geringer Anlass, Bewegungen auszulösen.

Grosse Schwierigkeiten bereitet in bezug auf die Feststellung der Wirkungen von Erdbeben der Umstand, dass meistenteils die zeitliche Folge von Ereignissen auf der Erdoberfläche nicht genügend beobachtet werden kann. Vielfach sind Wahrnehmungen gemacht über Spaltenbildungen, welche während eines Erdbebens eingetreten sind. Solche Spalten durchziehen oft ganze Landschaften in sehr eigentümlicher Anordnung, und aus denselben hervor sind dann Sandmassen, Schlammpartien und dergleichen hervorgequollen. Bei manchen Erdbeben hat man auch trichterförmige Einsenkungen des Bodens nach Bildung von einzelnen oder zahlreichen grösseren und kleineren Erdfällen und dergleichen beobachtet. Mit Erdbeben sind ferner in nicht wenigen Fällen Bergstürze, Bergrutsche und Bergschlipfe gleichzeitig beobachtet worden. In sehr zahlreichen Büchern werden alle diese Ereignisse ohne weiteres als Folgen der Erdbeben bezeichnet, es ist indes bei sehr vielen Gelegenheiten zweifelhaft, ob nicht das Erdbeben eine Wirkung derselben Ereignisse, bezüglich eine Wirkung derselben Bewegungen war, welche sich in den Oberflächenveränderungen des Bodens geltend machten. Sind, wie wir uns vorzustellen berechtigt sind, die Bildung von Spalten, die Reibung und Gleitung von Massen gegeneinander Erdbebenursachen, so ist ja nicht ausgeschlossen, dass ein Erdbeben, welches irgendwo eintritt, auch noch ganz ähnliche Ereignisse nach sich ziehen kann, aber es ist wohl ebensogut anzunehmen, dass die Erschütterung von der erstgenannten Bewegung ihren Ursprung genommen hat. Es wird daher eine grössere Menge von Beobachtungen noch in solchen Fällen nötig sein, wo Veränderungen der Erdoberfläche sich wahrnehmbar machten, um Ursachen und Wirkungen voneinander

zu trennen. Haben wir Grund, für zahlreiche Erdbeben wegen ihrer grösseren Verbreitung Ursachen anzunehmen, welche in sehr grosse Tiefen von 5—30 km und mehr herunterreichen, dann wird allerdings eine leichte Verschiebung der Erdoberflächenmassen nicht die Ursache, sondern nur die Wirkung des Erdbebens sein können. Aber welche Verschiebung der Erdoberflächenmassen ist eine leichte, und bis in welche Tiefen hinein setzen sich in den einzelnen Fällen Spalten fort?

Allgemeine Abschnitte der

Historischen Geologie oder Geogenie.

1. Grundsätze.

Derjenige Teil der Geologie, welcher wesentlich darauf hinausgeht, die verschiedenzeitigen physikalischen Zustände unseres Erdkörpers zu erforschen, miteinander zu vergleichen und daraus die Geschichte des ganzen Erdballs abzuleiten, heisst die historische Geologie. Sofern aus der Beschreibung der Schichten nach Lagerung, Bestand und organischem Inhalt diese Erdgeschichte abgeleitet werden muss, wird auch der Ausdruck Schichtenlehre = Stratographie begründet. Fasst man die Schichtenlehre wesentlich vom Gesichtspunkte der Beteiligung der Massen am Aufbau der Erdrinde auf, so ist sie ein Teil der Geotektonik. — Gegen die Bezeichnung Geogenie für die gesamte historische Geologie ist geltend gemacht worden, dass nach der ursprünglichen Anwendung des Wortes Geogenie nur die erste Entstehung der Erde bedeute, also gerade das, worüber die Geologie aus ihrem eigenen Arbeitsfelde, aus der Untersuchung der Naturvorgänge auf der Erde, der Gesteine und Versteinerungen keine Auskunft gewährt.

Die Bildung eines jeden Gebirgsgliedes, jeder Gesteinseinzelmasse sowohl, als auch ganzer Gruppen von solchen Einzelmassen entspricht einem Zeitabschnitte der Erdgeschichte. Die Entstehung einer ganzen Gruppe gleichartiger und in ihren Lagerungsbeziehungen gegen andere sich gleichbleibender Gebirgsglieder entspricht natürlich einem grösseren Zeitraume. Ein solcher Zeit-

raum selbst wurde früher lediglich in seiner Bedeutung für die Bildung der Gesteine aufgefasst, und man hat sich daher namentlich in Deutschland daran gewöhnt, ohne weiteres den Ausdruck „Formation“ sowohl für die Gesteine, als für den Zeitraum ihrer Entstehung zu gebrauchen. Besser waren allerdings die älteren Bezeichnungen der vorwernerschen Zeit, so namentlich der Ausdruck „Gebirge“, den für derartige zusammengehörige Massen Füchsel angewendet hatte. Mit der fortschreitenden Erkenntnis hat man sehr zahlreiche ungleichwertige Abteilungen gleichzeitig gebildeter Massen erkannt, und man hat sich genötigt gefunden, engere und weitere Bezeichnungen aufzustellen für die verschiedenartigen Gebirgsglieder, bezüglich Zeitabschnitte. Nach dem beim internationalen Geologenkongress in Bologna angenommenen Schema sollen die grössten, also am längsten dauernden Zeiträume, welche man sich veranlasst findet, geologisch zusammenzufassen, mit dem Ausdruck einer „Aera“ bezeichnet werden. Diejenigen Massen, die in einer solchen Aera entstanden sind, gehören zu derselben Gruppe. Wie zeitlich die Aera in verschiedene Perioden zerfällt, so die Gruppe in die entsprechenden Systeme. Wir würden jede der Perioden selbst wieder teilen in verschiedene zeitliche Epochen, denen in bezug auf die Massen die Abteilungen entsprechen. Unterabteilungen der Epochen sollen mit dem Ausdrucke „Alter“, bezüglich „Zeitalter“, und der Masse nach die Abteilung in „Stufen“ zerlegt werden. Teile dieser letzteren selbst werden mit verschiedenen Ausdrücken, z. B. „Schicht“, „Zone“ etc. belegt, und für die entsprechenden kleineren Zeiträume ist ebensowenig ein ganz bestimmter Ausdruck vorgeschlagen worden.

Die Zeiträume der Erdgeschichte und die verschiedenen in dieser Richtung unterschiedenen Massenunterabteilungen würde man, wie wir in einem früheren Abschnitte betrachtet haben, ihrer zeitlichen Folge nach durch lediglich architektonisch-geologische Betrachtungen vergleichen und bezeichnen können, wenn die Geotektonik schon genau genug erforscht wäre. Es würde in diesem

Falle immerhin sehr schwer sein, durchgreifende Bezeichnungen für die Zeiten und für die Gesteinsbildungen selbst, namentlich wenn man ins einzelne gehen muss, aufzufinden. Eine direkte Vergleichbarkeit von geologischen Bildungen, die in Südafrika auftreten, mit solchen in Amerika würde nur möglich sein, wenn wir die ganze zwischenliegende Gegend, also sogar den Meeresgrund, nach dem geologischen Bau gründlich kennten.

Wir müssen deshalb nach einem anderen Vergleichungsmomente suchen oder ein anderes, gegebenes benutzen. Solchen Vergleichungsgrund bietet die Lebensdauer der Organismen dar. Ein einzelnes Wesen organischer Entstehung lebt erfahrungsmässig nur in einem Zeitabschnitte. Die Existenzdauer eines solchen Individuums entspricht also auch einem Zeitabschnitte der Erdgeschichte. Nun sind aber nicht bloss die organischen Einzelwesen sterblich, also in ihrer Existenz auf eine bestimmte Zeit beschränkt, sondern die organischen Formenkreise selbst beginnen zu einer bestimmten Zeit auf unserer Erde aufzutreten und beenden ihre Existenz: der Formenkreis erlischt. Es macht für die Thatsache des Erlöschens keinen Unterschied, ob manche der organischen Formenkreise dadurch ihr Ende finden, dass die Nachkommen der früheren Formen in ihren Erscheinungen und Eigenschaften verändert sind und ihren Zusammenhang mit dem früheren Formenkreise allmählich verloren haben, oder ob andere Formenkreise vollständig ausgestorben sind, ohne Nachkommenschaft irgend einer Art hinterlassen zu haben. Die organischen Formenkreise selbst, die Species, die Genera, die Familien, die Ordnungen, sind in der Zeit entstanden und sterblich, wie das Individuum. Verschieden, wie die Lebensdauer des organischen Einzelwesens (vom mehrtausendjährigen Bestehen eines Drachenbaums oder einer kalifornischen Sequoia bis zur ephemeren Existenz einer Eintagsfliege), sind auch die Existenzperioden der Formenkreise. Nun kennen wir kein einziges Beispiel vom Wiederauftreten einer Formenreihe, die auf der Erde einmal ausgestorben war, nur sehr vereinzelte Beispiele davon, dass Arten, welche älteren Formen sehr

ähnlich werden, zuweilen aber geschlechtlich von den früheren verschieden sind[1]), in verschiedenen Zeiträumen sich ausbilden. Auch kommt es vor, dass gewisse organische Formenkreise, Species, Genera, der Familien etc. in zwei getrennten Abschnitten ihres Bestehens zwei Maxima der Individuenzahl und der Mannigfaltigkeit der Gestaltung erreichen, während in zwischenliegenden Zeiträumen nur wenige Vertreter der betreffenden Formenreihen ihr Dasein fristeten. Letzteres scheint insbesondere der Fall zu sein, wenn das Verbreitungsgebiet der organischen Form wechselt. Der früher schon erwähnte kalifornische Mammutbaum (Sequoia gigantea) scheint ein solches Beispiel einer „Art“ darzubieten, wenn wirklich, wie es den Anschein hat, dieses Gewächs früher in Europa eine grosse Verbreitung hatte, dann, mit spärlicherem Auftreten in Amerika in der letzten Zeit der Erdgeschichte, sich noch einmal in grossen Wäldern, die jetzt ihrem Untergange entgegeneilen, zusammenhäufte. Natürlich müssen die Lebenszeiten von organischen Formenkreisen mit den Zeiten der Entstehung von Gesteinseinzelmassen, oder von Schichtenreihen mehr oder minder genau zusammenfallen. Und so lassen sich denn die Zeitabschnitte der Erdgeschichte nach den organischen Formen bestimmen und bezeichnen. Eine solche Bezeichnungsweise hat um so mehr Eingang gefunden, als die organischen Wesen durch die Aufhäufung ihrer Reste nach dem Ableben sehr wesentlich zur Bildung der geschichteten Gesteine beitragen. Die organischen Reste (Petrefakten oder Versteinerungen) gehören zu den integrierenden Bestandteilen der Schichten, zu dem Material, ohne welches[2]) eine Schichtenbildung nur ausnahmsweise möglich war, seit die Meere von lebenden Wesen erfüllt

---

[1]) Von der altkarbonischen Posidonomya Becheri Br. glaubte Bronn die dem oberen Lias angehörige P. Bronnii Voltz nicht trennen zu können. — Auffallend ähnliche Gestalten sind die devonische Spiriferina Ezquerrae Vern, die mitteltriadische Retzia trigonella Schl. sp. und die oberjurassische Waldheimia trigonella Schl. sp. Die Nautili haben z. B. in der karbonischen Periode eine erste, in der cretaceischen eine zweite Blütezeit durchlebt.

[2]) Es gibt und gab natürlich Teile des Meeresbodens, welche frei von Organismen erscheinen; auch kommen Ablagerungen vor, deren lebende Bewohner nur sehr undeutliche Spuren hinterlassen haben.



sind. Verschiedenzeitig gebildete, aus ganz ähnlichem, anorganischem Materiale bestehende Schichten, die ohne Beachtung der Versteinerungen leicht miteinander verwechselt werden können, lassen sich durch diese Petrefakten unterscheiden. Wir erwähnen hier nur die nach anderen äusseren Kennzeichen oft kaum mögliche Unterscheidung gewisser Silurkalksteine baltischen Ursprungs, deren Bruchstücke in unseren Diluvialschichten auftreten, von verschiedenen Abarten unseres mitteldeutschen Muschelkalks, ferner die Ununterscheidbarkeit der Sandsteine verschiedensten geologischen Alters nach dem Materiale und die vollständig gleiche Beschaffenheit, welche der grünliche bis blaue, kambrische Thon der russischen Ostseeprovinzen mit Thon unserer oligocänen Braunkohlenbildung gemein hat.

Nun ist der Bildungsraum von Schichten sehr häufig enger als das Wohngebiet organischer Arten, und noch grösser als das Wohngebiet der letzteren ist sehr häufig der Raum, über den ihre Reste verbreitet werden, z. B. durch Einschwemmung ins Meer und Verflössung durch Meeresströmungen (Tropenfrüchte, z. B. Entada gigantolobium, angeschwemmt an den Küsten von Spitzbergen und dergleichen).

Von den Versteinerungen werden die meisten nur während der Lebenszeit der Arten in Mengen in den sich bildenden Schichten aufgenommen. Solche organische Reste an primärer Lagerstätte sind die typischen, und sie unterscheiden sich durch ihren Erhaltungszustand ziemlich genau von Versteinerungen, die als Gesteinstrümmer zum zweitenmal in entstehende Schichten eingebettet werden (von den Petrefakten auf sekundärer Lagerstätte). Es ist allerdings nicht ganz selten, dass man in gewissen Gesteinen Petrefakten auf sekundären Plätzen findet, insbesondere gilt das von sehr zahlreichen Verschwemmungs- und Zerstörungsgebilden loser Materialien, die keinen allzu weiten Transport durchgemacht haben, oder von dem Auftreten von Organismenresten in mehr oder weniger konglomeratähnlichen Gesteinen. Es wird indes fast niemals ein geübter Beobachter durch dergleichen Vor-

kommnisse getäuscht. Nach all dem Erörterten liegt auf der Hand, dass die auf die Versteinerungen gegründeten, paläontologischen Kennzeichen für die Perioden der Erdgeschichte wichtiger sind als die von petrographischen und anderen Charakteren hergenommenen.

Ueber die normale zeitliche Aufeinanderfolge der Gesteine und der in denselben auftretenden Petrefakten gibt von vornherein nur die Erfahrung selbst einen Anhalt. Geognostische, stratographische Untersuchungen über die normale Ueberlagerung der Gesteine übereinander geben uns den Aufschluss über die Bedeutung der wahrgenommenen paläontologischen und petrographischen Merkmale der Gesteine. Denn unter ungestörten Lagerungsverhältnissen liegen die successiv nacheinander abgelagerten Massen übereinander. Ist es also in erster Linie Erfahrungssache, festzustellen, welche Versteinerungen für einen bestimmten Zeitraum unserer Erde charakteristisch sind, so hat eben die tausendfach wiederholte Erfahrung gezeigt, dass die organische Entwickelung derjenigen Tiere und Pflanzen selbst, die in den Schichten auftreten, Hand in Hand geht mit der zeitlichen Aufeinanderfolge. Die Ausbildungsstufe der gesamten Tier- und Pflanzenwelt der Erde bezeichnet also die geologischen Zeiträume. Es ist zweifellos, dass, wenn wir nicht die einzelnen Species von Petrefakten allein, sondern den Gesamtcharakter der Flora oder der Fauna einer Schicht unserer Erde genau studieren, aus diesem das geologische Alter mit Sicherheit erschlossen werden kann, auch für Gebilde, deren unmittelbare Auflagerung auf die darunter befindlichen, oder deren Ueberlagerung durch jüngere Gebirgsglieder uns keinen genauen Anhalt gewähren. Der Gesamtcharakter der Organismen einer bestimmten Zeit unserer Erde spricht sich in den Fossilresten deutlich aus. Bis zu einem gewissen Grade ist allerdings für die verschiedenen Gegenden der Erde das Auftreten von Organismen einer bestimmten Entwickelungsstufe von örtlichen Verhältnissen abhängig. Man findet beispielsweise in der Gegenwart in Australien eine Tierwelt, welche (abgesehen von den eingeführten Arten von Säugetieren) nur Beuteltiere zeigt,

und gleichzeitig daselbst eine Flora, in welcher u. a. Eukalypten und andere Myrtaceen, zahlreiche Proteaceen einen sehr hervorragenden Anteil nehmen. Bei uns in Europa kennen wir aus älteren Schichten eine Fauna ähnlicher Säugetiere mit Marsupialcharakteren, begleitet von einer Flora, deren neuholländischen Charakter man wiederholt betont hat. Indessen sind bei schärferer Betrachtung, wenn nicht bloss zwei Elemente berücksichtigt werden, wie in diesem Falle die Säugetiere und dikotyledonischen Bäume, doch keine Zweifel darüber möglich, dass die gegenwärtige Fauna und Flora Australiens die Entwickelungsstufe der rezenten Zeit erreicht haben.

Es würde durchaus unmöglich sein, nach dem organischen Charakter so, wie es die Erfahrung gelehrt hat, das geologische Alter zu erschliessen, wäre nicht das organische Leben unserer Erde ein einziger Stamm, der in fortlaufender Entwickelung begriffen ist, und hingen nicht die früheren Organismen mit den späteren genetisch zusammen.

Für den Geognosten ist es höchst wichtig, dass wir durch Zusammenfassung unserer Beobachtungen über das Bildungsmaterial der Schichten, über die Anordnung und Verbreitung desselben auf der Erdoberfläche, dass wir fernerhin aus der Natur der Gruppierungen und dem Erhaltungszustande der Versteinerungen Schlüsse ableiten können über die physischen Verhältnisse, welche zur Zeit der Schichtbildung und des Lebens der jetzt petrifizierten Organismen an einem bestimmten Orte herrschend waren. Ein sandiges Gestein z. B., dessen petrographische Varietät nur einen geringen Verbreitungsbezirk von einigen Quadratkilometern einnimmt und das, örtlich anschwellend, zwischen anderen Schichten liegt, Zweige von Pflanzen enthält, die in verschiedenen Richtungen liegen und deren Blätter nicht an die Stengel angedrückt sind, wohl aber gut erhaltene Ränder zeigen, ein solcher Sandstein muss sich durch schnelle Zusammenhäufung gebildet haben, und erhält er irgend eine Spur von marinen Organismen, so ist es ein Meeresgebilde, wie solche bei etwaigen Sturmfluten entstehen können. Andererseits müssen wir ein Sediment von feinem Kalkschlamme, das

bei genauerem Studium sich aus Foraminiferenschalen aufgehäuft zeigt und nur vereinzelte organische Reste grösserer Tiere enthält, ähnlich wie solche in den Tiefen unserer heutigen Meere gefunden werden, für ein unzweifelhaftes Tiefseegebilde erklären. Solche Gesteine werden in der Regel auf Hunderte oder Tausende von Quadratkilometern ausgedehnt wahrgenommen werden. In späterer Zeit, wenn die Beobachtungen fortgesetzt sind, wird sich dereinst das Bild früherer Zustände unseres Planeten, so gut es die wegen der Meeresbedeckung ungeheurer Räume stets unvollkommenen Untersuchungen gestatten, wieder herstellen lassen. Noch bringt jeder Tag neue Entdeckungen, und dennoch darf man von gewissen Verhältnissen der Vergangenheit für einzelne Regionen der Erde mit ziemlicher Sicherheit reden.

Viele irrige Vorstellungen früherer Zeiten sind berichtigt worden. Noch vor wenigen Jahrzehnten erschien es möglich, die Zeiträume der Erdgeschichte als scharf begrenzte Abschnitte aufzufassen, als Schöpfungsperioden, deren jede mit der Erschaffung einer grossen Anzahl organischer Arten begonnen hätte und mit einer Katastrophe geschlossen, durch welche jene Species auf dem ganzen Erdrunde vernichtet wurden, oder doch wenigstens auf dem grössten Teile desselben. Dem Dogma abgeschlossener Schöpfungsperioden, vernichtender Katastrophen und Erdrevolutionen kann aber kein Geologe mehr Glauben schenken. Gewaltsame Ereignisse verändern im wesentlichen nur kleine Räume in starkem Masse, und nur die Summierung der kleineren Veränderungen bringt nach und nach eine vollständige Umgestaltung hervor. So ist es gegenwärtig und so war es von allen Zeiten an, über welche wir durch die Geologie überhaupt Aufschluss erlangen. Je weiter wir freilich in die Vergangenheit oder, was in diesem Falle dasselbe sagen will, in die Tiefe der Erde eindringen, um so unvollkommener sind unsere Kenntnisse; über Urzustände der Erde belehrt uns bis jetzt die Geologie noch gar nicht. Der Zeitraum, dessen Verhältnisse wenigstens für einen Teil der Erdoberfläche einigermassen bekannt sind, ist immerhin ein beträchtlicher.

Zur Entstehung der meisten Gesteinseinzelmassen gehört eine ansehnliche Zahl von Jahren. Im grossen und ganzen soll Korallenkalkstein z. B. im Jahrtausende ungefähr um 1 1/2 m wachsen. Ebenso langsam als die Bildung der Gesteinsmassen geht im allgemeinen auch die Zerstörung derselben in der Regel vor sich, und in der kurzen Reihe von Jahrhunderten der menschlichen Beobachtungszeit verändert sich in seinen grossen Zügen das Relief der Erdoberfläche nur unbedeutend. Zwar ist es bisweilen möglich, annähernd die Zeit zu berechnen, welche die Bildung einer besonderen Schicht in Anspruch genommen hat, aber vollständig der Berechnung entzogen sind die Pausen, welche zwischen der Entstehung zweier übereinander liegender Gebirgsglieder gewöhnlich gelegen haben: die Pausen, welche den Schichtflächen entsprechen; und so wissen wir über die Bildungszeit eines Schichtenkomplexes nichts Sicheres. Unzweifelhaft fest steht nur die Ueberzeugung von der ungeheuren Grösse der Zeiträume, die dazu gehört haben, irgend eine weit ausgebreitete Schichtenreihe von 1000 m Mächtigkeit zu bilden. Wir dürfen sagen, dass unsere Kenntnis der physikalischen Zustände der Erde bis in eine Millionen von Jahren hinter der Gegenwart liegende Zeit reicht, ohne dass wir die Zeitbestimmungen nach den Umdrehungen der Erde schärfer berechnen könnten. Alle unsere geologischen Zeitmasse sind nur relative, nicht absolute, und die geologischen Zeitabschnitte, die man unterscheidet, sind ihrer Dauer nach jedenfalls nicht gleichwertige Grössen. Scharfe Grenzen der Zeiträume und der grösseren Komplexe von Schichten gegeneinander existieren sehr selten. Zwar die einzelne Schicht ist örtlich scharf durch ihre Schichtflächen begrenzt, aber wenn sie im gleichförmigen Zusammenhange mit anderen Schichten gelagert ist, so ist nicht mehr mit aller Schärfe eine Trennungslinie anzugeben, an der dieser Schichtenkomplex notwendig zerlegt werden müsste. Daher sind sehr häufig Meinungsverschiedenheiten über die Zugehörigkeit von Gebirgsgliedern zu der einen oder zu der anderen Abteilung hervorgetreten.

2. Veränderungen der organischen Welt.

Da die Veränderungen der Organismenwelt auf der Erde für die Geologie das Zeitmass und den wesentlichsten Faktor zur Beurteilung ehemaliger physikalischer Zustände abgeben, so sind die Gesetze, nach welchen diese Veränderungen der Lebewesen eintreten, an sich selbst auch Gegenstand der geologischen Forschungen.

Diese Veränderungen sind teils örtliche, teils zeitliche.

Jeder Ort der Erdoberfläche hat zu allen Zeiten wie jetzt seine besondere Fauna und Flora gehabt. Denn jedes einzelne organische Individuum vermag nur einen beschränkten Raum zu bewohnen oder zu durchwandern. Dabei gibt es gesellige und ungesellige Arten, an den Ort gefesselte und weithin bewegliche; meist bietet eine Species einer anderen Nahrung und wird von dieser bekämpft, oft kommt es auch vor, dass eine indirekte Beziehung mehrere Lebewesenformen aneinanderbindet oder auseinandertreibt.

In den örtlichen Faunen und Floren treten durch Wanderungen von Arten (Auswanderungen sowohl als Einwanderungen), bisweilen auch durch die Vernichtung der einen oder anderen Species Veränderungen ein, welche in vielen einzelnen Fällen fast unmerklich sind, dann aber bemerkbarer zu sein pflegen, wenn wesentliche Aenderungen der physikalischen Verhältnisse damit Hand in Hand gehen, z. B. grösserer Wechsel im Salzgehalte des Wassers etc. Gleichzeitige Faunen und Floren einzelner Oertlichkeiten weichen mehr oder minder wesentlich voneinander ab; ihre Gesamtheit setzt die allgemeine Tierwelt und Pflanzenwelt der Erde zu der betreffenden Zeit zusammen.

Die Faunen und Floren benachbarter Oertlichkeiten bilden, falls sie in der grossen Mehrzahl der Lebewesen miteinander übereinstimmen und bezeichnende Gestalten gemein haben, Tier- und Pflanzenregionen; eine grössere Reihe solcher Regionen verknüpft sich nach den gleichen Grundsätzen der Bezeichnung zu einer zoogeographischen

oder phytogeographischen Provinz, noch umfassender sind derlei Reiche.

Die Grenzen solcher Provinzen und Reiche sind in keinem Falle überall scharfe, schon weil sie durch wandernde tierische Individuen überschreitbar zu sein pflegen, durch fliegende oder schwimmende Samen oder Sporen von Pflanzen nicht minder; es können jedoch an einzelnen Stellen diese Abgrenzungen auffallend mehr als in ihrem sonstigen Verlaufe hervortreten.

Provinzen und Reiche dieser Art werden in der geologischen Gegenwart besonders unterschieden für die Landpflanzen, für die Tierwelt des Festlandes, für die Organismen der Meeresküsten und der geringeren Meerestiefen. Für die Hochseeformen der Meeresoberfläche und für die Lebewesen der Tiefsee wurden zwar zum Teil ähnliche Scheidungen angenommen, wie für die anderen Meeresbewohner. Indes ist hervorgehoben worden, dass die ersteren die Grenzen der Küstenbewohnerprovinzen nicht beachten, wie z. B. die Pteropoden ebensowenig als die Wale und Haifische sich nach den Verteilungsgesetzen der die Küsten bewohnenden Aktinien, Seeigel, Muscheln, Schnecken etc. richten.

Eine Weltbürgerverbreitung ist für verhältnismässig zahlreiche Arten der Bewohner grosser Meerestiefen, in denen es an Licht und Wärme fehlt, äusserst wahrscheinlich gemacht worden.

Was die Landbewohner betrifft, so ist zunächst darauf hinzuweisen, dass diese untereinander in innigem Zusammenhange zu stehen pflegen: die Landtiere haben bald ihre besonderen Nährpflanzen, bald leben sie von anderen an solche gebundenen Tieren, und es folgt daraus, dass Florengebiete mit Faunenbereichen im wesentlichen zusammenfallen. Grenzen der „Provinzen" etc. sind oft durch klimatische Gürtel gegeben, schärfer durch zwischenliegende Meere und Wüsten, die jedoch auch nicht immer Scheidungen hervorrufen.

Weniger unmittelbare Beziehungen verbinden die Bewohner der geringeren Meerestiefen: Algen und Seegräser einerseits mit den Tieren verschiedener Ordnungen. Die

Scheidungen sind jedoch für die Pflanzen wie für die Tiere unverkennbar zum Teil durch die Wärme des Wassers bedingte klimatische. Bisweilen sind Landbrücken zwischen zwei Gebieten (z. B. die Landengen von Panama und von Suez); zuweilen befinden sich grosse Meerestiefen zwischen denselben, wie u. a. die westatlantischen Formen von den ostatlantischen verschieden sind. Der Einfluss von Meeresströmungen, welche die freiwilligen oder rein mechanischen Wanderungen der Arten hier befördern, dort hemmen, ist an vielen Stellen unverkennbar.

Die gemachten Provinzunterscheidungen und Abtrennungen grösserer Reiche hat man aufgestellt ohne vorherige Kenntnis von der früheren Verteilung der Tiere und Pflanzen der Vorzeit auf den betreffenden Räumen. Erst seit einer kürzeren Reihe von Jahren tritt häufig das Bestreben hervor, die jetzigen Zustände aus früheren abzuleiten. Wegen Mangels einer genügenden paläontologischen Unterlage war das vorher unmöglich. Noch jetzt sind die Thatsachen, welche die vormaligen Verteilungen der Lebewesen betreffen, höchst unvollkommen bekannt. In vielen Fällen ist es äusserst schwer zu entscheiden, ob örtliche Verschiedenheiten der fossilen Faunen und Floren eine grössere oder geringere Bedeutung haben, ob sie mit blossen Unterschieden im Salzgehalt des Wassers, in der Beschaffenheit des Untergrundes und des Schichtenmateriales im Zusammenhange stehen oder als faunistische oder floristische Gebietsdifferenzen zu betrachten sind, welche durch die Gesamtheit aller Bedingungen der Organismenverbreitung hervorgerufen waren.

Soweit die einzelnen örtlichen Faunen und Floren nur durch Wanderungen und lokales Aussterben sich verändern, ist eine allgemeine Aenderung der grossen Provinzen, Gebiete und Reiche in der Art einer Ortsverschiebung möglich.

Aber der Vergleich der lebenden Formen mit den in den Schichten vorhandenen Versteinerungen und der Fossilien verschiedener Schichten untereinander lehrt, dass neben solchen Ortsveränderungen auch zeitliche Faunen- und Florenveränderungen durch völligen Artenwechsel

und zeitweiliges Auftreten vorher nicht vorhandener Geschöpfe erfolgen.

In der Gesamtheit der lebenden und fossilen Organismen gibt es eine Anzahl enger begrenzter Formenkreise (Genera oder Geschlechter), deren Vertreter in allen, überhaupt Versteinerungen führenden, Schichtengruppen oder wenigstens in den meisten von diesen uns begegnen. Zu solchen bleibenden oder persistenten Typen gehören unter anderen die Brachiopoden der Lingulareihe, die Nautilusformen und dergleichen. Die Zahl solcher persistenten Typen ist verhältnismässig gering. Sehr viel zahlreicher sind die Geschlechter, Familien und Gruppen, welche in den ältesten Schichten nur vereinzelte Vertreter besitzen, in höherliegenden, jüngeren Gebilden dagegen zahlreiche und mannigfaltige Repräsentanten haben. Solche aufsteigende Typen sind in der grossen Mehrzahl der Organismenreihen bekannt. Wir sehen z. B. die gesamte Gruppe der Wirbeltiere in ihrer Totalität als einen solchen aufsteigenden Typus an, nicht minder sind es unter den Mollusken die Gasteropoden und die Konchiferen etc.

Weiter sind aber grössere und kleinere Formenkreise bekannt, von welchen die Arten in älteren Schichten zahlreich sind, während jüngere Ablagerungen eine abnehmende Zahl davon zeigen. Diese zurückgehenden Typen sind ebenfalls zu den zahlreicheren zu zählen. Wir können beispielsweise nach allem Anscheine die Säugetiere als einen solchen zurückgehenden Typus bezeichnen; denn die Mannigfaltigkeit und der Artenreichtum derselben scheinen in der Vergangenheit im allgemeinen grösser gewesen zu sein als jetzt. Fassen wir einzelne Formenreihen spezieller ins Auge, so tritt dieser Rückgang noch mehr hervor, z. B. bei den Hirschen, bei den elefantenartigen Säugetieren etc. Uebrigens haben alle zurückgehenden Formenkreise, also auch die genannten, in früheren geologischen Zeiträumen sich als aufsteigende nach Zahl ihrer Vertreter und der allmählichen Vervollkommnung erwiesen. Die für die Geologie so wichtigen Ammoniten und Belemniten haben bis zu den jurassischen Schichten-

reihen hinauf sich aufsteigend verhalten und mehr oder weniger schnell in den darauffolgenden Gebilden zurückgehend. Eine ganze Anzahl von Formenkreisen, sowohl von Arten als von Geschlechtern, zeigen in der einen oder in der anderen geologischen Abteilung eine besonders grosse Veränderlichkeit der Charaktere oder eine so beträchtliche Anzahl einander höchst nahestehender Formen, dass man dieselben als Varietäten bezeichnen möchte. Solche veränderliche oder variable Arten bieten uns z. B. in der mittleren Tertiärzeit die hundeartigen Tiere dar, in den oberjurassischen Schichten von Franken und Schwaben die Ammoniten der Perisphinktengruppe (die Planulaten) etc. Im ganzen und grossen sind den gegenwärtigen Organismen unserer Erde die versteinerten um so ähnlicher, sowohl in dem organischen Bau als in der Verteilung der Familien, Klassen und Ordnungen, je jünger die geologischen Abteilungen sind. So ist naturgemäss im allgemeinen sowohl als im besonderen die tertiäre Fauna und die tertiäre Flora der gegenwärtigen näher und inniger verwandt als die kretaceische, und letztere wieder näher als die jurassische. Diese Annäherung findet aber selbst in einzelnen Abteilungen der geologischen Systeme statt, und es steht z. B. die oberpliocäne Fauna und Flora der gegenwärtigen ungleich näher als die unterpliocäne. Die Anschliessung der vorweltlichen Lebewesen an die der Gegenwart wird zum grossen Teile dadurch bezeugt, dass die am höchsten organisierten Wesen unter den Fossilien früher geologischer Zeiten entweder gar nicht oder nur in sehr geringer Zahl gefunden werden. Unter den Landbewohnern der Gegenwart sind die Säugetiere einerseits, die dikotyledonischen Pflanzen andererseits die hervorragenden Formen. In jungtertiären Zeiten sind beide Formenkreise noch reichhaltiger und mannigfaltiger gewesen als in der Gegenwart, aber kurz nach dem Beginne der tertiären Zeit waren anscheinend doch ungleich weniger zahlreiche Säugetiere vorhanden, und in immer abnehmender Zahl treten sie uns, wenn wir den allerältesten Tertiärbildungen uns zuwenden, entgegen. Die auffallende Lücke unserer Kennt-

nisse über kretaceische Säugetiere wird später noch besprochen werden, einige wenige Spuren von Säugetieren sind uns aus dem Jura und aus der Trias bekannt, die letzteren scheinen die ältesten aller Säugetiere gewesen zu sein. Die dikotyledonischen Gewächse gehen in ihrer Entwickelung nicht so weit in die Schichtenreihe zurück; bis jetzt müssen wir die mittelkretaceischen Schichten als die ältesten bezeichnen, aus welchen Dikotyledonenreste sicher bekannt sind; aber schon von der mittleren Kreidezeit bis zur oberen Kreide hin findet eine sehr grosse Entwickelung der Formenmannigfaltigkeiten statt, und in den obersten Kreideschichten scheint es schon an Formen zu fehlen (den Crednerien), welche in etwas älteren Gebilden der gleichen Periode sehr hervorragend waren. Von Vögeln scheinen die ältesten Vertreter ebenso wie die der Säugetiere triadischen Alters zu sein. Die Reptilien datieren mit wohlbekannteren Formen aus den oberen Steinkohlenbildungen, die Amphibien reichen nur sehr wenig tiefer in die Schichtenreihen hinab. Fische sind seit dem oberen Silur bekannt.

Nun kommen freilich in sehr alten Formationen hochentwickelte Organismen vor. Es ist z. B. unverkennbar, dass die Trilobiten des untersten Silur viel höher entwickelt waren als eine Menge von anderen Krustaceenabteilungen, die gegenwärtig noch leben. Im grossen und ganzen tritt aber eine Vervollkommnung der Tierwelt, wie der Pflanzenwelt im Laufe der geologischen Zeiträume uns entgegen. Die Vervollkommnung äussert sich bei den verschiedenen Formenkreisen verschieden. In manchen Fällen ist sie dadurch erkennbar, dass Organe oder Waffen hervortreten, welche den früheren Formen gefehlt zu haben scheinen oder wenigstens im Laufe der Zeit eine grössere Entwickelung erlangen [1]). Fast häufiger ist es, dass eine Reduktion von solchen Organen oder Organteilen, durch welche das Leben und die Gesundheit der Organismen einer gewissen Gefahr ausgesetzt war, die Vervollkommnung anzeigt. In letzterer Beziehung ist besonders daran

[1]) Aus hornlosen Formen gingen allmählich u. a. die gehörnten Wiederkäuer hervor.

zu erinnern, wie Kowalevsky so scharf betont hat, dass die Reduktion der Zahl der Zehen und Finger bei den Huftieren eine erheblich vervollkommnete, bezüglich sicherere Form, herbeigeführt hat. Zahlreiche Nerven, Gefässe etc. konnten Verletzungen leicht unterliegen, solange die Fünfzehigkeit an Hand und Fuss allgemein bestand; die Gefahr wurde dadurch aufgehoben, dass nur noch zwei Zehen, wie bei den Wiederkäuern, oder bei den Pferden nur noch eine zur Ausbildung gelangten. Aehnlich ist es mit der Verringerung der Zahl der Zähne. Je zahlreicher die letzteren, z. B. bei den Beuteltieren, sind, um so mehr besteht Veranlassung zu einer Schädigung des Individuums.

Als einen weiteren Grund einer Vervollkommnung betrachten wir die Spezialisierung des Gebrauches verschiedener Organe. Wir sehen einen grossen Fortschritt darin, dass von den vier Gliedmassen des Menschen zwei ausschliesslich der Bewegung, zwei ausschliesslich dem Ergreifen und Fassen der Gegenstände sich widmen. Eine sehr wesentliche Kräftigung liegt z. B. auch in der Spezialisierung des Gebrauches der Zähne. Während gegenwärtig bei zahlreichen Formen niedriger Wirbeltiere und selbst bei manchen Säugetiergruppen nur Kegelzähne vorhanden sind, ist eine Trennung in Schneidezähne, Fangzähne oder Eckzähne und Malmzähne eine erhebliche Verbesserung des Gebisses. Die ersten Andeutungen derartiger Spezialisierungen der Zähne finden wir schon bei den alten, dem Steinkohlengebirge und Ueberkohlengebirge angehörenden Amphibien der Labyrinthodontengruppe, bei welchen grössere Fang- oder Eckzähne hervortreten und eine hervorragende Stellung gegenüber den kleineren Zähnen in viel höherem Grade gewinnen, als das bei der Differenzierung der Zähne verschiedener Kopfknochen der älteren Ganoidfische der Fall ist. Einen sehr hohen Entwickelungsgrad zeigen aber besonders die Theriodontenreptilien der südafrikanischen Trias (Karoobildungen), bei denen sich die Scheidung in ähnlicher Weise wie bei Säugetieren vollzogen hat.

Häufig zeigen uns die Versteinerungen Bindeglieder

zwischen Arten, Geschlechtern, Familien oder Ordnungen, die in den zoologischen oder botanischen Systemen bei alleiniger Berücksichtigung lebender Formen weit voneinander getrennt erscheinen. Diese Mischformen, die übrigens bezüglich der Pflanzen weniger deutlich hervortreten als hinsichtliah der Tiere, gehören zu den sehr verbreiteten Gestalten der Vergangenheit. Wir erinnern nur an die merkwürdigen Zwischenglieder zwischen Affen und Huftieren, an die Pachylemuriden etc. des Tertiär: Formen, wie Cebochoerus, Dichodon, Adapis etc. Weiter ist es notwendig, auf die sogenannten Beuteltiercharaktere der Bezahnung und Schädelbildung älterer, tertiärer Fleischfresser hinzudeuten, wie Pterodon, Hyänodon etc.

Ebenso interessant als diese Mischformen sind unter den Versteinerungen die sogenannten Embryonalformen, welche an ausgewachsenen Tieren Charaktere zeigen, die wir heutigen Tages nur an Embryonen nahestehender Arten zeitweise wahrnehmen. Wenn an den über 66 cm langen Archegosauren des Rotliegenden Kiemen auftreten, so ist allerdings gegenüber dem häufigen Vorkommen der in der Entwickelung stehen gebliebenen Kiemen beim Axolotl der Gegenwart eine sehr grosse Verschiedenheit nicht bemerkbar. Aber es sind in der Zeit des Rotliegenden nicht die Archegosauren allein gewesen, sondern eine ganze Reihe ähnlich organisierter Formen, die auch im ausgewachsenen Zustande die Kiemen behalten haben. Wir finden, dass diese nicht mehr allein der Atmung gedient zu haben scheinen, sondern wahrscheinlich neben den Lungen bestehen blieben: man sieht die Kiemen kleiner Tiere in derselben Grösse auch bei viel grösseren Exemplaren auftreten. Von anderen embryonalen Formen gedenken wir hier besonders derjenigen Korallen, welche die bilaterale Symmetrie, die bei den lebenden Formen dieser Abteilung nur im Embryonalzustande deutlich hervortritt, in ihrer vollen Entwickelung beibehielten: der in paläozoischen Schichten so massenhaft verbreiteten Rugosen oder Tetrakorallen. Im allgemeinen wurde das Gesetz erkannt, dass die Entwickelung der Individuen nacheinander in derselben Folge gewisse Eigentümlich-

keiten des Baues zeigt, in welcher wir dieselben Eigentümlichkeiten in übereinanderfolgenden geologischen Schichtenreihen an verschiedenen Spezies oder Geschlechtern erblicken: in der Ontogenie spiegelt sich die Phylogenie. Von den besonderen Beispielen dieses allgemeinen Gesetzes erinnern wir namentlich daran, dass die beiden Metapodalknochen der Wiederkäuer in gewissen Stadien der embryonalen Entwickelung ebenso getrennt auftreten, bevor sie allmählich miteinander verwachsen, wie das bei den alten Selenodonten des Oligocäns, den Xiphodonten und Xiphodonterien etc. sich noch deutlich zeigt und als konstanter Charakter des Geschlechts hervortritt.

Diese Verhältnisse weisen mit Sicherheit nach, dass ein inniger, in der Entstehung begründeter Zusammenhang der Organismen verschiedener geologischer Abteilungen existiert, dass die Lebensformen der Gegenwart von denen der Vergangenheit abstammen, oder um mit den Worten anderer Autoren zu reden, nach demselben Plane wie die erloschenen Wesen gebaut sind. Es liegt ganz auf der Hand, dass der genetische Zusammenhang die lebenden Formen zwar mit denen der Vorzeit verbindet, dass aber sehr zahlreiche Gestalten der Vergangenheit ganz anheimgefallen sind, und dass ganze Spezies, Genera und Familien ausgestorben sind, ohne irgend welche Descendenz zu hinterlassen, geradeso wie von den Individuen auch das eine Nachkommenschaft hinterlässt, das andere nicht. Dass es Lebensformen gibt oder gegeben hat, die keinerlei Abkömmlinge uns überliefert haben, ist ebensowenig dem allgemeinen Gesetze entgegen als die Kinderlosigkeit einzelner menschlicher Ehepaare oder die Unfruchtbarkeit mancher Pflanzen.

Während die Entstehung der lebenden Wesen der Erde in früheren Jahrhunderten überhaupt nicht ins Auge gefasst werden konnte, wenigstens von wissenschaftlicher Seite nicht, weil man mit den Formenkreisen selbst allzu unbekannt war, hat sich die Ueberzeugung von dem Zusammenhang der Geschöpfe untereinander seit dem Ende des vorigen und dem Anfange dieses Jahrhunderts immer weiter Bahn gebrochen. In den ersten Jahrzehnten

unseres Jahrhunderts war es Lamarck, der in philosophischer Weise den Zusammenhang der Wesen durch Descendenz betonte und hervorhob. Bestimmter noch als die Aussprüche Lamarcks sind die von manchen anderen, nur wenig späteren Beobachtern. Es liegt uns hier nahe, auf die Schrift von Reinecke über die Ammoniten des fränkischen Gebietes hinzuweisen. Seite 36 ff. schreibt er: „Wir nehmen stillschweigend an, die Natur sei geschaffen, wie unsere Systeme die Arten aufzählen; sei in allen Stücken absolut und stabil, wie sie jetzt ist, von Anfang an gewesen und würde so bis zum Ende bleiben. Es sei eine abgeschlossene Schöpfungszeit gewesen und ebenso eine abgeschlossene Zahl der Geschöpfe. Nachher sei Stillstand in der Schöpfung eingetreten. Aber was, frage ich, spricht hierfür? Die Erfahrung? Was ist die nur ganz kurze Zeit, seit welcher wir aufmerksamer auf die Erforschung der Natur sind? Noch heute arbeiten wir an der Aufzählung der Arten und an der Zusammenfassung eines Verzeichnisses, und wie weit sind wir von einem abgeschlossenen Verzeichnisse entfernt! Wir behaupten allzu kühn, dass heute nichts Neues entstehe, noch gestern entstanden sei. Freilich sehen wir neue Arten nicht vom Himmel herabregnen, aber das ist gewiss auch nicht der Weg der Natur, Arten hervorzubringen. Wenn ich auf die allen bekannten Erfahrungen mit Nachdruck zurückgehen will, nun, so finden wir bei jeder Revision der Flora irgend einer Gegend immer neue Abarten und Zwischenspezies der Pflanzen, und dasselbe sehen wir von den Insekten gelten. Ich höre, dass man mir antwortet, dass diese Varietäten den Botanikern entgangen seien. Die Beobachter unserer Zeit seien genauer. Ich will ihrem Ruhme nichts wegnehmen; wer aber wird diese Behauptung beweisen? Wie? wenn es jemandem viel wahrscheinlicher erschiene, dass jene Abarten, während wir eben damit beschäftigt sind, unser Verzeichnis zusammenzufassen, unserer Untersuchung neu hinzugewachsen sind; wie? wenn das gerade der Weg der Natur ist, die Arten hervorzubringen, dass der Bau der jetzt lebenden ganz allmählich verändert wird, und dass

durch unsere sogenannten „Abarten“ zu neuen und bestimmten „Arten“ vorwärts gegangen wird, deren organischer Bau ihrer Zeit und dem Masse der Kräfte, welche in derselben wirken, entspricht.“

In späteren Zeiten wurde bezüglich der Pflanzen unserer tertiären Gebilde von Heer und von anderen Paläophytologen auf das nachdrücklichste behauptet, dass gewisse gegenwärtige Pflanzen von ebenso bestimmten Pflanzen der Vergangenheit herstammen müssten. Heer unterschied homologe und analoge Formen, je nachdem er die vorweltlichen Typen als unverändert in die Gegenwart übergehend ansah, oder als in gewisser Weise verändert. Erst vor etwas mehr als 20 Jahren wurde die von zahlreichen Vorgängern angedeutete Transmutations- und Descendenztheorie noch schärfer durch Darwin ausgeführt und betont. Indem dieser ausgezeichnete Beobachter den Nachweis führte, dass eine Reihe von individuellen Eigenschaften durch Vererbung ebenso sich fortpflanzt als die allgemeinen Merkmale der Art, dass ferner die Charaktere der Individuen um ein gewisses Mass veränderlich sind bei der Vererbung, und dass schliesslich das am vorteilhaftesten ausgestattete Wesen im nötigen Kampfe ums Dasein die anderen überlebt, begründete er eine Lehre der natürlichen Auswahl oder natürlichen Züchtung, welche die Veränderungen als notwendige und naturgemässe darstellt.

Es sind die Studien nach dieser Richtung von zahlreichen anderen Naturforschern weitergeführt worden, und insbesondere die zahlreichen, durch die Darwinsche Theorie angeregten Forschungen und Beobachtungen haben eine wesentliche Klärung der Anschauungen hervorgerufen. Es gibt gegenwärtig kaum einen ernsten Forscher, der noch in Abrede stellte, dass die Veränderungen der Charaktere im kleinen zu den grossen Veränderungen allmählich geführt haben, welche wir an den Organismen wahrnehmen. Nur darüber gehen die Meinungen auseinander, wie weit bei den Veränderungen, bei der natürlichen Züchtung und dergleichen auch die Wanderungen der Organismen einen erheblichen Einfluss gehabt haben.

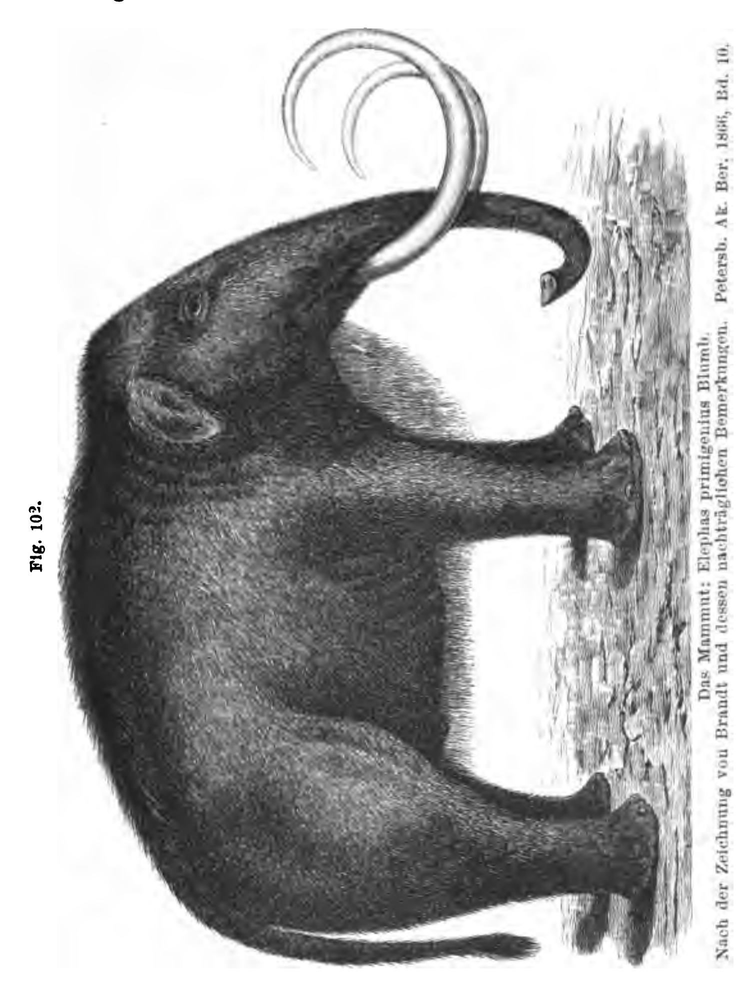
Weiterhin muss es noch zweifelhaft erscheinen, wie man sich den allerersten Anfang der organischen Formenreihen zu denken hat. Zweifelhaft ist auch, ob und inwieweit Umgestaltung der Organismen in kürzeren Fristen als in den durch die allgemeine, natürliche Zuchtwahl bedingten zur Geltung kommt.

Wir deuteten oben auf die besonders variablen Formen, und manche Verhältnisse in dem Auftreten der Versteinerungen machen es sehr wahrscheinlich, dass nicht in allen Fällen jede Formveränderung einen so erheblichen Zeitaufwand gefordert hat, wie angenommen werden müsste, wenn jede Variation nur um einen geringsten Teil die Nachkommen von den Vorfahren verschieden gestaltet hätte; dass hingegen bisweilen die Umprägung im kurzen Zeitraume des Lebens weniger Generationen sich vollzogen hat.

Die geologische und paläontologische Ueberlieferung ist übrigens noch im höchsten Masse unvollkommen. Wir kennen von den Wesen der Vorzeit jedenfalls nur einen verschwindend kleinen Bruchteil und wir können mit ziemlicher Sicherheit schliessen, dass eine sehr beträchtliche Anzahl von Lebewesen überhaupt keine Spuren im Schichtenlager unserer Erde hinterlassen haben kann. Wir erinnern dabei nur daran, dass unter gewöhnlichen Verhältnissen nur die harten Teile von Organismen und allenfalls Abdrücke besonders erhaltungsfähiger, mehr oder minder lederartiger Partien auf uns kommen. Besondere Fälle sind ja allerdings bekannt, in denen auch Weichteile, zarte Organe, Haare und dergleichen uns aufbewahrt geblieben sind, z. B. bei einer Einschliessung in Bernstein oder ein anderes fossiles Harz, oder bei Einbettung in sehr rasch fest werdenden phosphorsauren Kalk und in sehr schnell verfestigte Kieselgallerte. Weiter ist auch die, allerdings seltene, Erhaltung vorweltlicher Tiere in gefrorenen, mit Eis durchwachsenen Auelehmen und Flussanschwemmungen zu nennen. In Sibirien hat sich ja sogar das Fleisch der diluvialen Elefanten und Nashörner bis auf die Gegenwart erhalten. In phosphorsaurem Kalk sind die Gehirnmassen fossiler Säugetiere,

die Muskeln und das Fleisch, sowie die Haut von Fröschen, Schlangen etc., im Kiesel die zarten Borstenhaare steck-

Fig. 102.



Das Mammut: Elephas primigenius Blumb.
Nach der Zeichnung von Brandt und dessen nachträglichen Bemerkungen. Petersb. Ak. Ber. 1866, Bd. 10.

nadelkopfgrosser Entomostraceen erhalten geblieben. Wir sind auch in anderen Fällen bisweilen mit Weichteilen

vorweltlicher Tiere, sogar mit jurassischen und mit cambrischen Medusen bekannt geworden. Im grossen und ganzen aber bleibt uns von den Weichteilen vorweltlicher Tiere gar nichts übrig, und so entgeht uns die Kenntnis grosser Gruppen von Organismen, denen die Hartteile fehlen. Jedoch selbst von jenen Organismen, welche kohlensauren Kalk abscheiden oder sonstige harte Teile liefern, ist gar oft keine Spur mehr vorhanden.

Es wurde schon bei der Besprechung der kalkigen Absätze auf dem Meeresgrunde darauf hingewiesen, dass manche Ablagerungen des Meeres nur noch die Spuren von jenen Tieren enthalten, deren kohlensaurer Kalk als Kalkspat abgeschieden wurde, während die Aragonitbildner sämtlich vollständig zerstört worden sind. Die Unvollkommenheit der paläontologischen Ueberlieferungen ist sogar noch grösser; ganze, grosse Landschaften sind überhaupt noch nicht paläontologisch untersucht worden, und wie unendlich viel Schichtenmaterial ist samt den darin enthaltenen Versteinerungen im Laufe der Jahrtausende durch die späteren Erosionswirkungen vollständig zerstört und weggeschwemmt worden!

Wir haben nach alledem nur Grund, danach zu trachten, dass die Lücken unseres Wissens ausgefüllt werden; aber wir dürfen aus dem Fehlen einer grösseren Anzahl von Bindegliedern zwischen lebenden und fossilen Formen keinen anderen Schluss ziehen als den, dass die Beobachtungen noch nicht zahlreich genug sind. Diejenigen Fälle, in denen man paläontologisch voll berechtigt ist, einen Stammbaum von irgend einem Formenkreise organischer Wesen aufzustellen, sind äusserst gering an der Zahl. Einigermassen sicherer sind wir in bezug der Vergleichung von ganzen Gruppen, namentlich bei Berücksichtigung der Ergebnisse verwandter Disziplinen, wie der vergleichenden Anatomie und der Embryologie; aber in gar manchen Fällen entspricht die Beobachtung nur höchst unvollkommen derjenigen Theorie, welche man sich für diesen einzelnen Fall zurechtgelegt hatte.

Die ersten Anfänge des organischen Lebens auf der Erde hüllen sich noch in ebenso undurchdringliches Dunkel

als die Urzustände unseres Planeten selbst. Wohl spricht die Theorie dafür, dass zuerst ganz niedrig organisierte Formen sich auf der Erde gezeigt hätten, und man hat wiederholt versucht, die Anwesenheit von Foraminiferen und von Algen, die ja zu diesen niedrigsten Formen gehören würden, in Schichten von höchstem geologischen Alter zu erhärten. Diese Versuche sind aber, wie für die Algen durch manche Ausführung von Nathorst dargelegt worden ist, noch keineswegs als wohlgelungene zu betrachten. Hat man Grund, manche sogenannte „Algen“ in den ältesten cambrischen und ähnlichen Gebilden nur für Bewegungsspuren von organischen oder nicht organischen Körpern anzusehen, so ist es natürlich von grosser Bedeutung, dass neben solchen Spuren und in ziemlich gleich alten Schichten Organismen vorkommen, die eine erheblich hohe Organisation aufweisen, wie wir das später noch genauer darzustellen haben. In den Schichtenmassen, welche noch älter als die cambrischen sind, und namentlich in den alten Gneiss- und Glimmerschiefergebirgen ist bis jetzt noch nicht mit Sicherheit der Nachweis irgend eines organischen Wesens geglückt. Das Eozoon ist den Weg des seligen Bathybius gegangen!

Unserem Verstande und unserer Vorstellung entspricht es, dass ein erster Anfang des organischen Lebens auf unserer Erde überhaupt angenommen werde; es ist diese Annahme jedoch eben eine Anforderung unseres Nachdenkens, und es ist wenig wahrscheinlich, dass irgendwie es glücken wird, Spuren des allerersten Organismus nachzuweisen. Wir können uns vorstellen, dass der allererste Organismus durch sogenannte Urzeugung aus anorganischen Materien erschaffen sei; aber wir müssen uns dabei klar machen, dass, wenn die „generatio aequivoca“ einmal eingetreten ist, sie auch wiederholt im Laufe der unendlichen Zeit sich ereignet haben kann. Die Bedingungen auf unserem Erdballe sind nicht so abweichend voneinander und die Phasen der Erdentwickelung nicht so verschieden voneinander, dass nicht der einmaligen Entstehung eines Organismus aus anorganischer Materie auch eine zweite und eine noch mehrfach wiederholte,

gleiche Erscheinung gefolgt sein müsste. Anzunehmen ist aber, dass die aus solcher Schöpfung etwa hervorgegangenen einfachen organischen Körper unter den gleichen Bedingungen entstanden und dieser gleichen Bedingungen wegen untereinander selbst sehr ähnlich waren oder noch sind, wenn etwa die Urzeugung noch jetzt stattfinden sollte. Und wenn diese Aehnlichkeit oder vollständige Gleichheit vorhanden war, so würde der Effekt nicht wesentlich verschieden von dem zu denken sein, der eingetreten sein würde, wenn nur ein einziges Mal die Erschaffung zur Geltung gekommen wäre. Die Urformen aller lebenden Wesen würden eben im wesentlichen dieselben sein.

3. Veränderungen der Erdoberfläche.

Nach dem, was in den früheren Abschnitten, besonders in dem geotektonischen, gesagt worden war, ergibt sich, dass die verschiedenen geologischen Ablagerungen selten lückenlos für eine grössere Reihe von Schichten übereinander stehen; wir finden vielmehr fast immer grössere oder kleinere Schichtenkomplexe örtlich nicht entwickelt, welche zu der allgemeinen Schichtenreihe gehören würden, wenn irgendwo auf der Erde sämtliche Bildungen aller Zeiten regelmässig übereinander gelagert wären. Die Lücken, welche wir bemerken, entsprechen grossenteils Stellen, an denen bestimmte Schichten an der Oberfläche des Festlandes einer Zerstörung unterworfen gewesen sind, und die Ungleichförmigkeit der Ueberlagerung gibt uns nicht selten zu erkennen, dass sehr beträchtliche Verschiebungen der Massen neben den Landzerstörungen an solchen Punkten eingetreten waren. Zuweilen deuten die Lücken aber wohl nur Unterbrechungen der Schichtbildung auf dem Meeresgrunde und zeitweilige Auflösung, d. h. chemische Erosion von Meeresgrundgebilden an. Es scheinen die Grenzen von Land und Meer beständigen Veränderungen unterworfen, und gerade in diesen Veränderungen liegt wahrscheinlich ein Hauptgrund dafür, dass auch die Tierwelt des Meeres und ins-

besondere die der grossen Meerestiefen nicht diejenige Gleichförmigkeit behalten hat, welche wahrscheinlich erhalten geblieben wäre, wenn die Lebewesen zu allen Zeiten ganz gleiche Lebensbedingungen gehabt hätten. Dadurch, dass Stellen einstmaligen tiefen Seebodens diesen Charakter verlieren, andere Flecken vormaligen Binnenlandes in die lichtlosen Tiefen der Oceane versetzt werden, müssen neue Ansiedlungen von Tierformen und örtliches Aussterben der vorhandenen Fauna miteinander wechseln, und eben dieser Wechsel ist jedenfalls ein Hauptmoment für die Gesamtveränderungen des organischen Lebens. Die historische Geologie geht darauf aus, alle gleichzeitigen Bildungen mit gleichem Namen zu belegen. Solche gleichzeitige Bildungen aber müssen in sich selbst wieder sehr verschieden sein. Diese Verschiedenheiten fasst man zum erheblichen Teile unter dem Namen von verschiedenen F a c i e s derselben geologischen Abteilung zusammen. Die Facies können voneinander abweichen nach verschiedenen Richtungen hin. Sie sind voneinander verschieden durch das Medium, in welchem eine etwaige Schichtenablagerung erfolgte, oder die Art und Weise dieser Ablagerung. In bezug hierauf sind alle jene gleichzeitigen Gebilde, welche in einem gleichen Medium sich ausgebildet haben, als i s o m e s i s c h e bezeichnet worden. Untereinander h e t e r o m e s i s c h sind z. B. Festlandsbildungen oder terrestrische gegenüber den marinen; Küstengebilde oder litorale gegenüber den oceanischen. Im weiteren Sinne müssen wir auch von einer vulkanischen Facies eines gewissen Gebildes, d. h. von dem aufgehäuften Ausbruchsmateriale derselben Periode, von einer äolischen Facies gegenüber der neptunischen reden.

Gleichzeitig entstandene Ablagerungen des Meeres können nun entweder aus dem gleichen Material bestehen, also gleichartig aussehen, oder nach dem Ausdrucke von Mojsisovics i s o p i s c h sein, wie die Kalksteine gleichzeitiger Entstehung, und es lässt sich der Name isopischer Bildungen weiter auch anwenden für die gleichartig aussehenden, verschiedenzeitigen Gebilde, die zu einem grösseren geologischen Ganzen zusammengerechnet werden.

Neben solchen isopischen haben wir dann die heteropischen Facies hervorzuheben. Endlich ist eine Ausdehnung in derselben Region oder ein Uebergreifen in andere Gegenden in vielen Fällen zu berücksichtigen, und haben wir hiernach isotopische und heterotopische Facies einander gegenüberzustellen.

Die verschiedenen Facies eines und desselben geologischen Gliedes sind unter Umständen so unähnlich voneinander, dass man sie kaum für zusammengehörig betrachten würde, wenn nicht durch Versteinerungen eine gleichmässige und gleichartige Verbindung nachweisbar wäre. Für manche Gegenden und gewisse geologische Abteilungen hat es sich sogar als zweckmässig erwiesen, die Betrachtung auf bestimmte Ablagerungsgebiete zu lokalisieren und einzelne Facies nebeneinander zu beschreiben. So ist es insbesondere für viele tertiäre Bildungen Europas, bei welchen die einzelnen sogenannten Becken sehr wesentlich voneinander abweichen. Nur auf kleinstem Raume ist in vielen Fällen auf den petrographischen Charakter eines Gebirgsgliedes ein gewisser Wert zu legen, für grösseren Raum dagegen verändern sich die Verhältnisse sehr bedeutend.

Gleichwohl hat man sich gewöhnt, eine Anzahl von Gebirgsabteilungen sogar nach dem petrographischen Charakter einzelner ihrer Glieder zu bezeichnen, also beispielsweise von einem kretaceischen Systeme zu reden, weil in einzelnen Landschaften während der entsprechenden Periode Schreibkreide sich abgelagert hat. Derartige Bezeichnungsweisen haben zum nicht unerheblichen Teile ihre Erklärung in dem allmählichen Gange der Ausbildung der geologischen Wissenschaft.

4. Zusammenstellung der geognostischen Gruppen und Systeme.

Nach dem Entwickelungsgange unserer Wissenschaft hat es sich als ein Bedürfnis herausgestellt, vier grosse Hauptabteilungen oder Gruppen unter den Schichten anzuerkennen. In der einen dieser Gruppen, zu welcher auch die heutigen Tages sich bildenden Ablagerungen

gehören, trägt die Tierwelt der Erde einen im allgemeinen ähnlichen Charakter, wie in der Gegenwart. Insbesondere ist das der Fall durch die sehr bedeutende Entwickelung der Säugetiere einerseits und der dikotyledonischen Gewächse andererseits. Diese Aera nennen wir die känozoische und unterscheiden darin zwei hauptsächliche Systeme, deren jüngstes, die Bildungen der Gegenwart mit begreifend, das quartäre genannt wird, während das ältere, jedenfalls viel länger dauernde, als das tertiäre System zusammengefasst wird. Die beiden Namen der tertiären und quartären Perioden stammen aus der Zeit Werners her, nur hat das Tertiär der neueren Beobachter sich ungleich ausgedehnter erwiesen, als es Werner vor 110 Jahren annahm.

Der känozoischen geht die mesozoische Aera voraus, ein Zeitalter, in welchem die bedeutendste Entwickelung der Tierwelt innerhalb des Kreises der Reptilien stattgefunden hat, in welchem gegen sein Ende hin die Laubhölzer aufgetreten sind, während indes in dem grössten Teile der Ablagerungen der mesozoischen Gruppe die Flora in Gestalt von Koniferen und Cykadeen die massenhaftesten und höchst organisierten Vertreter hatte. Die mesozoische Aera kann auch nach der massenhaften Entwickelung der Ammoniten und wenigstens für den grösseren Teil dieser Schichten der Belemniten das Zeitalter dieser Cephalopoden genannt werden. Wir unterscheiden drei hauptsächliche Systeme, das obere oder kretaceische (die Kreide), das mittlere oder jurassische (den Jura), das untere oder triadische (die Trias). Die gesamte mesozoische Gruppe fällt nahezu zusammen mit dem, was Werner und seine Zeitgenossen sekundäre Gebirge oder Flötzgebirge nannten. Dieser Aera ging voraus:

Die paläozoische, ein Zeitalter sehr bedeutsamer Entwickelung, in welchem die herrschenden Formen der Wirbeltiere dem Typus der Fische angehörten, neben welchen am Schlusse der Aera Amphibien und einige Reptilien hervortreten. In der Flora, die wir übrigens von den ältesten paläozoischen Bildungen nicht durch Landgewächse vertreten kennen, sind massenhafte Krypto-

gamen die auffallendsten und bezeichnendsten Gestalten, insbesondere Vertreter der Gruppen der Farnkräuter, der schachtelhalmartigen und der bärlappähnlichen Gewächse. Nadelhölzer und Cycadeen reichen zwar sehr weit in die paläozoischen Zeiten zurück, liefern aber erst in den jüngsten Abteilungen der Gruppe so häufige und charakteristische Formen, dass danach die Schichten bezeichnet werden können. Wir unterscheiden in der paläozoischen Gruppe vier hauptsächliche Systeme, von welchen allerdings das oberste oder carbonische von vielen Seiten gern in zwei Systeme, das obere oder permische, auch wohl dyadische genannt, und das eigentliche carbonische zerlegt wird. Andererseits sind, während das unter dem carbonischen folgende devonische System nur in bezug auf seine Grenzen nach oben und unten nicht von allen Seiten gleichförmig aufgefasst wird, in vielen Landschaften die Geologen geneigt, die beiden unteren Systeme, das silurische und das noch ältere cambrische in ein einziges zusammenzufassen. Indes verbietet solche Zusammenfassung sowohl die gewöhnlich sehr beträchtliche Mächtigkeit des Cambrium, als die Trennung, welche zwischen der cambrischen und silurischen Fauna besteht. Ja, es kann sogar zweifelhaft sein, ob es nicht noch zweckmässiger wäre, nach einem wiederholt gemachten Vorschlage das silurische System in dem Umfange, in dem wir es später besprechen werden, in zwei ganz selbständige Systeme zu zerlegen.

In denjenigen Schichtmassen, welche älter als die kambrischen sind, ist bis jetzt eine klare Spur wohlbezeichneter Versteinerungen nicht aufgefunden worden. Die sämtlichen Massen werden als zur archäischen Gruppe zusammengehörig bezeichnet. Während die paläozoische Gruppe im wesentlichen zusammenfällt mit Werners sogenanntem Uebergangsgebirge, sehen wir in dem Ausdruck der archäischen Gruppe nichts, als eine Wortübersetzung des Ausdrucks Urgebirge, den Werner anwandte. Eine Gliederung des Urgebirges ergibt sich in zahlreichen Gegenden derart, dass nach dem petrographischen Charakter der Gesteine ein phyllitisches oder

oberes, ein Glimmerschiefersystem oder mittleres und mindestens ein, wenn nicht mehrere Gneisssysteme unterschieden werden.

Die geognostischen Systeme sind von der Natur der heutigen Ablagerungen, deren Werden wir in früheren Abschnitten verfolgt haben, im grossen und ganzen um so verschiedener, je älter sie sind. Wir würden nach den verschiedensten Beziehungen hin an dem Masse der Verschiedenheit von den jetzigen Ablagerungen und von den jetzigen Lebewesen die Bildungen der Vorzeit ungefähr bestimmen können.

Es ist die wesentliche Aufgabe der speciellen Stratographie, die verschiedenen aufeinander gelagerten Massen mit ihrem organischen Inhalte an möglichst vielen Stellen der Erdoberfläche gründlich zu untersuchen und mit solchen Einzeluntersuchungen allmählich das Bild der Veränderungen unseres Erdballes als eines Ganzen abzuleiten. Dazu führt in erster Linie das Studium der genauen örtlichen Gliederungen innerhalb der Systeme, die Vergleichung der Abteilungen etc. von Landschaft zu Landschaft.

Der grosse Umfang, welchen diese eingehende Vergleichung der Massen erfordert, zwingt uns, in der „allgemeinen Geologie“ von der Wiedergabe eines dürftigen, eben des etwaigen Strebens nach Kürze wegen nicht erschöpfenden, Auszuges abzusehen.

Wohl aber dürfen einige allgemeine Fragen hier kurz berührt werden.

5. Allgemeine Fragen.

A. Urzustände der Erde.

Ueber die erste Entstehung der Erde gibt beim jetzigen Zustande des geologischen Wissens nicht die Geologie Auskunft. Wir haben früher (S. 45 u. f.) Hypothesen über den frühesten Zustand unseres Planeten auf Grund physikalischer und astronomischer Vorstellungen erwähnt, auch auf Seite 256 und 287 über die Bildung derjenigen Gesteine geredet, welche die ältesten uns bekannten Ge-

birge zusammensetzen. Wir müssen nochmals betonen, dass in den Gneissen etc. die Anzeichen vormals feurigflüssiger Beschaffenheit fehlen, dass aber auch jede andere Vorstellung über deren Entstehung bis jetzt nur eine hypothetische ist. Diagenetische Bildung krystallinischer Silikatgesteine am Grunde eines Oceanes, der noch nicht so reich an Organismen war, dass das schwefelsaure Calcium des Meerwassers beständig zu grossem Teile so zersetzt wurde, wie meist in späteren Zeiträumen, in welchen durch das organische Leben auch andere chemische Vorgänge erfolgen, erschien uns als eine anderen Annahmen gegenüber wahrscheinlichere Vorstellung, besonders auch der von anderer Seite vorausgesetzten allmählichen Umbildung der Meeresniederschläge gegenüber. Sogenannte normale marine Sedimente fehlen im Urgebirge.

Bei alledem muss noch erwähnt werden, dass es auffälligerweise noch nicht gelungen ist, unzweideutige Vulkane, oder selbst nur zweifellose Lavaströme im Urgebirge mit Entschiedenheit nachzuweisen. Dennoch scheinen Tuffe als Hälleflinten, Adinole etc. etc. vorzukommen, auch sogar die Pisolithbildung der Tuffe in gewissen Gesteinen des Hicks'schen Pebidian sich zu zeigen.

Von der Verteilung der Oceane und Festländer in der Urzeit hat bis jetzt nichts ermittelt werden können.

Aus dem Graphitgehalte verschiedener Gneisse, Marmorlager, Glimmerschieferschichten etc. ist zu schliessen, dass schon damals Kohlenstoff in organischen Verbindungen bestanden haben mag. Auch aus der verhältnismässig vollkommenen Entwickelung der aus dem Cambrium bekannten organischen Arten und Geschlechter leiten wir die Wahrscheinlichkeit ab, dass es in der archäischen Aera Spuren des organischen Lebens auf der Erde gegeben habe.

B. Physikalische Verhältnisse in der paläozoischen Zeit.

Von den Anhängern der Lehre vom ursprünglich feurigflüssigen Zustande des Erdballs wird gewöhnlich geltend gemacht:

1) Im paläozoischen Zeitraume sei das Klima über die Erde hin allgemein ein ziemlich gleiches gewesen, klimatische Zonen hätten nicht bestanden und zoogeographische bezüglich phytogeographische Sonderungen seien also noch nicht eingetreten gewesen.

2) Zu den Gründen dieser Gleichmässigkeit des Klimas habe die an Wasserdampf und an Kohlensäure gegenüber der neuen Zeit ungleich reichere Beschaffenheit der Luft gehört.

3) Der Ocean habe nur wenige Inseln, besonders zum Anfange der paläozoischen Aera gezeigt; allmählich sei erst die über den Wasserspiegel aufragende Fläche gewachsen.

Keiner dieser Sätze ist mit genügenden Gründen zu vertheidigen. Gegen die Gleichmässigkeit des Klimas, welche aus dem Vorkommen anscheinend kosmopolitischer Meerestiere und aus dem in manchen Stücken sehr ähnlichen Charakter carbonischer und devonischer Landpflanzen Europas und Amerikas gefolgert worden war, spricht der Umstand, dass die verschiedenen Landschaften, in denen kambrische Fossilien vorkommen, äusserst wenige Versteinerungen wirklich gemein haben, dass vielmehr schon in diesen ältesten uns bekannten Faunen und Floren neben den Zeitunterschieden [1]) und Faciesverhältnissen [2]) örtliche Charaktere unverkennbar sind. In den cambrischen Faunen, die noch nicht in erschöpfender Weise bekannt sind, tritt uns jener örtliche Unterschied besonders als eine Differenz der A r t e n entgegen; eben darum ist von manchen Seiten in Abrede gestellt worden, dass er auf klimatischer Differenz beruhe.

Die Wärmeverhältnisse sind aber nicht für Geschlechter, sondern höchstens für manche Arten massgebend, wie noch die heutigen Tiere uns vielfach zeigen. Obendrein finden wir in den cambrischen Faunen die

---

[1]) Auf der Zeitdifferenz zwischen Paradoxidesstufe und Olenusstufe beruht u. A. zum grossen Teil die Verschiedenheit des böhmischen Cambrium vom skandinavischen.

[2]) Der Unterschied zwischen den cambrischen Absätzen des baltischen Gebietes in seinen verschiedenen Teilen dürfte besonders als Faciesunterschied zu gelten haben.

grösste Differenzierung in denjenigen Formen, deren heutige Vertreter oder Nachkommen auf einen Aufenthalt in geringen Meerestiefen hindeuten, wo grössere Wärmeunterschiede bestehen konnten als in der Tiefsee. Ueberhaupt kennen wir die Abhängigkeit der Organismen von den Wärmeverhältnissen noch gar wenig. Dass heutzutage viele hochorganisierte Säugetiere dem Menschen bis in die Tropen und bis in die Polarnacht hinein folgen, dass oft die gleichen Arten von Wassertieren ebenso fröhlich in eisigen Gebirgsbächen als in Thermalwässern gedeihen, ist nicht minder wohlbekannt als die Thatsache, dass sehr zahlreiche Wesen gegen andere Temperatur als die ihnen und ihren Vorfahren gewohnte höchst empfindlich sind. Würde man ohne die Kenntnis von der Lebensweise der Gemsen nicht alle antilopenartigen Tiere für Angehörige warmer Landschaften halten mögen? Müssten nicht nach den jetzigen Vertretern Elefanten und Nashörner für Tropentiere gelten? Und doch ist kein Zweifel mehr, dass einige diluviale Elefanten und Nashörner Bewohner kalter Polargebiete und eisiger Landstriche waren. Unter den Schnecken sind die meisten Volutaarten der Jetztzeit Insassen warmer Meere, eine Art des Geschlechtes aber lebt in der Magelhaensstrasse.

Wir dürfen also nicht die vorhandenen örtlichen Faunenunterschiede der cambrischen und silurischen, sowie späterer Zeiträume deshalb für unabhängig vom vormaligen Klima erklären, weil wir keine „tropischen Genera“ und „arktischen Genera“ jener Zeiten namhaft zu machen haben. Wir sind vielmehr genötigt, für die Erklärung der uralten Differenzierung der Faunen unter den wahrscheinlichen Gründen der Sonderung auch den geltend zu machen, dass zu allen Zeiten die bewohnte Erdoberfläche von der Sonne Licht und Wärme erhalten hat, und dass je nach der geographischen Breite das Mass dieser Lebensbedingungen Ungleichheiten zeigte.

Da die Zahl der Arten, Geschlechter und Familien etc. lebender Wesen trotz des völligen Aussterbens gar mancher solcher Formenkreise im allgemeinen zugenommen hat, wie die Paläontologie lehrt, so ist es ganz natürlich, dass

die Unterschiede der einzelnen klimatischen Gürtel und Zonen, sowie die der zoogeographischen Reiche und Provinzen der Erde untereinander im Laufe der geologischen Zeiträume auch zahlreicher und mannigfaltiger und darum schärfer geworden sind.

Die Trennung solcher Reiche und Provinzen wie der Gürtel oder Zonen beruht auf der erst zum kleinsten Teile bekannten Geschichte der Ausbildung und der Verbreitung, zum Teil auf der Wanderfähigkeit der organischen Formen im einzelnen. Die Anpassungsfähigkeit der Individuen und der Arten an klimatische Einflüsse ist nur einer der Faktoren, welche hierbei zusammenwirken.

Die cambrischen Faunen sind in ihrer Verschiedenheit zwar bekannt, doch hält es schwer, eine grössere Anzahl solcher örtlichen Faunen zusammenzugruppieren, ohne gegen die Zusammenfassung Bedenken zu erregen. Im Silur ordnen sich manche Lokalfaunen schon leichter derart zusammen, dass grössere Gebiete einheitlicher Tiergestalten sich ergeben. Hat auch bis zu gewissem Grade der durch die Abwesenheit grösserer Massen von Untersilurkalk in Mitteleuropa bedingte Faciesunterschied den Anlass gegeben, dass die böhmische Untersilurfauna scharf geschieden erscheint von der baltischen, so kann man doch nicht ohne weiteres das Bereich der Vaginatenkalke und der Gesteine mit grossen Pentameren für einen Teil derselben Faunenregion halten, in welcher die böhmischen Dalmanien- und Trinucleus-Quarzite und Sandsteine zum Absatz gelangten.

Derselbe Unterschied besteht auch im Obersilur, besonders scharf macht er sich bei aller Uebereinstimmung gewisser untergeordneter Schichtglieder geltend zwischen den an Cephalopodenformen so sehr reichen böhmischen Obersilurkalken und baltisch-skandinavischen oder englischen Kalksteinen gleichen Alters. Noch ist das Material zu dürftig, um genau zu überblicken, wie sich zur Silurzeit nach allen Richtungen hin die faunistischen Provinzen und Reiche gegeneinander begrenzten, doch wird die Aufgabe, diese Gebiete zu sondern, kaum mehr lange Zeit ungelöst bleiben.

Weiter ist man schon hinsichtlich der Erkenntnis devonischer Wohngebiete bestimmter Wesenreihen.

Für einen grossen Teil der carbonischen Zeit besteht wunderbarer Weise vielseitig die Meinung, dass keine grössere Sonderung von Floren- und Faunengebieten durchführbar sei. Es wird oft von der kosmopolitischen Flora der Kohlenzeit geredet, und unter Hinweis auf das Vorkommen sehr weit nordwärts vorgeschobener Korallenanhäufungen von Riffcharakter für jene Zeit das Vorhandensein klimatischer Zonen bestritten.

Was die Korallenriffe betrifft, so kann nicht genug betont werden, dass wir bestimmte Wärme des Wassers zwar als Lebensbedingung jetziger Riffbildner kennen, daraus aber zu einem Schlusse über das Wärmebedürfnis von massenweise zusammenlebenden, grosse Kalksteinbildungen hervorrufenden Polypen von ganz anderen Gruppen nicht die Berechtigung schöpfen. Die heutigen Riffbildner sind meist denen der Kohlenzeit und der paläozoischen Aera überhaupt ziemlich fernstehende Formen; unter den letzteren walten die Rugosen (Tetrakorallen), Favositiden und einige Alcyonarien vor. Haben nun schon in der Gegenwart manche Riffkorallen sehr nahe Verwandte unter den in viel kälterem Wasser lebenden Tiefseepolypen oder unter den Korallen der den Polen näher gelegenen Meere, so ist die Verwandtschaft der paläozoischen Riffbildner mit solchen Formen, die damals Tiefseebewohner gewesen zu sein scheinen, noch weit grösser oder allgemeiner. Auch spielen in den carbonischen (und überhaupt in paläozoischen) Riffen die Brachiopoden und die Crinoiden, zwei Tiergruppen, die hauptsächlich in kaltem Wasser der Tiefe heimisch sind, eine grosse Rolle. Urteilte man nach diesen, so würde man also für das Wasser, in welchem jene Riffe entstanden, andere Temperaturverhältnisse erschliessen, als wenn man den Riffkorallen aller Zeiten einen gleichen Bedarf an Wärme zuschreibt.

Und in den carbonischen Meeren verschiedener Gegenden zeigt sich in so vielen Stücken eine grosse Verschiedenheit der Faunen z. B. beim Vergleiche Nord

amerikas mit Grossbritannien und Belgien einerseits, mit Russland andererseits, dass von einer einheitlichen kosmopolitischen Verbreitung der damaligen Meeresbewohner nicht die Rede sein kann.

Was nun die Flora betrifft, so hat man sich für die Annahme einer gleichmässigen Wärme auf dem Erdenrund zur Carbonzeit deshalb ausgesprochen, weil damals in hochnordischen Gegenden die gleichen Hauptgruppen von Gewächsen gelebt haben wie in mittleren Breiten, und weil in südlicheren, tropischen und subtropischen Landschaften gleiche Florenelemente vorhanden waren: Cordaiten, Sigillarien, Lepidodendren, Farne und Calamarien. Unter den Farnen sind mehrere an sehr weit auseinander liegenden Fundorten wahrgenommen worden. Gerade unter den Farnen sind aber noch in der Lebewelt mehrere Arten (u. a. Pteris aquilina L.) als Weltbürger allen Floren gemeinsam angehörig. — Was die sonstigen Formenkreise betrifft, so zeigt sich bei genauerer Betrachtung, dass den einzelnen Arten kein grösseres Wohngebiet zukam als manchen Nadelhölzern, Schachtelhalmen, Bärlappgewächsen etc. der Jetztwelt. — Unter den Farnen der Kohlenzeit finden sich aber neben den sehr weitverbreiteten auch solche, die auf bestimmte Regionen, ja wahrscheinlich, wie die Glossopterisformen, auf bestimmte Zonen angewiesen waren, d. h. von den tropischen Gegenden sich nicht polwärts unbeschränkt ausdehnten.

Naturgemäss müssen wir dem carbonischen Zeitraume auch die Zeit zurechnen, in welcher auf einem beschränkten Raume Mitteleuropas einige Nachkommen der alten Kohlenkalkformen aufs neue, wenn auch mit einer unverkennbaren Verkümmerung, sich ausbreiteten: die Zechsteinzeit. Gerade diese ist aber ein wohlbekanntes und klares Beispiel der Lokalisierung einer kleinen Anzahl von Meerestieren, von denen nur einige ausserhalb jenes Gebietes eine weitere Verbreitung gezeigt haben.

C. Verbreitung der mesozoischen Geschöpfe.

Besser bekannt ist die zoogeographische Ausbreitung der Lebewesen der Triaszeit. Die örtliche Beschränkung der weitaus meisten Arten, welche die deutsche Trias kennzeichnen, ist schon frühe bekannt gewesen. Den Untersuchungen von E. v. Mojsisovics ist es zu danken, dass auch die Verhältnisse der in den Alpen fast ineinandergreifenden Verbreitungsgebiete anderer triadischer Faunen (der mediterranen und der juvavischen Provinz) und Andeutungen über eine arktisch-pacifische Triastierwelt bekannt geworden sind.

Für den Jura hat in erfolgreicher Weise M. Neumayr die Grundlagen zu einer Paläozoogeographie gelegt, unter glücklicher Verwertung und Weiterführung vieler älteren Beobachtungen.

Für die Kreidezeit ist in den letzten Jahrzehnten wiederholt der Gegensatz einer südeuropäischen und einer nordeuropäischen Ausbildung geltend gemacht worden. Bei manchen Ausführungen solcher Art hat zwar die Klarheit darunter gelitten, dass die Kalkstein- und Sandsteinfaunen nicht genügend als Facies auseinander gehalten wurden. Indes steht es fest, dass Faunengebiete sich sondern. Diese Trennung verliert durch den Umstand nicht an Schärfe, dass manche Leitversteinerungen der Kreide ungewöhnlich weite Verbreitung[1]) besitzen. Im allgemeinen nimmt die Mannigfaltigkeit der cretaceischen organischen Formen und die Zahl derselben in vielen Teilen der Erde gegen den Aequator hin zu. Daher ist es kaum möglich in Abrede zu stellen, dass bei der Sonderung der faunistischen Reiche und Provinzen das Klima von Einfluss gewesen ist.

Dem Sammeleifer der Polarreisenden und der unermüdlichen Thätigkeit Oswald Heers verdanken wir die

---

[1]) **Belemnitella mucronata ist in der Nähe des Pontus, an der unteren Donau, an der Ostsee, am englischen Kanal und in New Jersey heimisch gewesen. Inoceramus Cripsii in Nordwesteuropa, am Euphrat, in Indien, anscheinend auch in Nordamerika. — Ostrea larva gehört sowohl in Nordwesteuropa (Maestricht etc.), als in New Jersey zu den bekannten Erscheinungen u. s. f.**

Kenntnis einer grösseren Anzahl Pflanzen, welche in einzelnen Abschnitten der Kreidezeit in Grönland gewachsen sind. Es zeigt sich, dass im Beginn der Periode wie in Mitteleuropa vorwiegend Gymnospermen und Kryptogamen dort gediehen, in den letzten Epochen derselben aber, daselbst gleichfalls wie im mittleren Europa und in Nordamerika, ansehnlich viele Dikotyledonen sich entwickelten.

Merkwürdigerweise scheinen einzelne Pflanzenarten der jüngsten Kreidezeit sowohl den grönländischen Patootbildungen als den Santonschichten (dem Untersenon) Norddeutschlands anzugehören. Man wird demnach kaum eine grössere klimatische Verschiedenheit der gedachten beiden Landschaften annehmen dürfen als die zwischen den Regionen der nördlichsten Wälder von Sibirien und von Skandinavien und der südlichen Verbreitungsgrenze der Birke, Fichte und Lärche in den Umgebungen des Mittelmeers, des Pontus etc. jetzt bestehende; bei der Entfernung um circa 20° zwischen den grönländischen Fundorten (bis in circa 72° N. B.) und den unter 50 bis 52° N. B. gelegenen Gegenden ist eine solche Uebereinstimmung an sich nicht allzu schwer denkbar.

Viel schwieriger erscheint anfangs die Frage, wie denn überhaupt in den hochnordischen Gegenden, im Bereiche der Polarnacht, eine erheblichere Entfaltung der Pflanzenwelt möglich war. Jetzt überschreitet das Gebiet der Wälder und der menschlichen Kultur den Polarkreis um einige Grade in Sibirien und auf kleinere Strecken in Skandinavien und im nordwestlichen Amerika.

Die Kreidepflanzen Grönlands lebten unter Verhältnissen — falls damals die Schiefe der Ekliptik der heutigen gleich war — welche gewiss als nicht ungeeigneter zu denken sind als die heutzutage etwas südwärts vom Lenadelta bestehenden. Aber eben die früher besprochenen Veränderungen in der Schiefe der Ekliptik lassen es denkbar erscheinen, dass die Polarnacht für jene Gegenden zeitweise kürzer war als jetzt. Viele immergrüne Pflanzen wärmerer Gegenden, die wir sommers in unsere Gärten stellen, werden in dunklen Kellern über-

wintert [1]). Also ist die Polarnacht als solche kein absolutes Hemmnis des Pflanzenwachstums. Der Umstand, dass heutigen Tages ein Pflanzenleben wie in jenen Gegenden zwischen Werchojansk und dem Lenadelta in einer Landschaft bestehend bleibt, wo die mittlere Jahrestemperatur 15° unter dem Gefrierpunkte liegt, und wo die Winterkälte jährlich auf längere Zeit unter 40° steht, bezeugt die Anpassungsfähigkeit einer ganzen Anzahl von Gewächsen an sehr ungünstige Verhältnisse. Wir können mithin glauben, dass das Dasein der cretaceischen Pflanzenwelt in hochnordischen Gegenden wesentlich nicht mehr darthut, als dass eine grössere Zahl solcher „harter“ oder anpassungsfähigen Pflanzen in früheren geologischen Zeiten vorhanden war als jetzt.

D. Klimatische Zustände der Tertiärzeit.

Dieselbe Deutung wenden wir im allgemeinen auf die Tertiärpflanzen der arktischen Zone an; nur bereitet dabei das Vorhandensein von reichlich entwickelten Gewächsen in der Nähe des 79. Breitenkreises und die Anwesenheit einiger Pflanzen, die heutigen Tages in weit südlicheren Landstrichen leben, einigen Zweifel.

Es mag dabei u. a. der „Sumpfcypresse“ des Mississippigebietes: des Taxodium distichum, gedacht werden. Wohl kann man noch darüber streiten, ob die fossile Form sich ganz unverändert als Art erhalten hat, oder ob die lebende Pflanze durch einige schwer wahrnehmbare Einzelheiten von derselben abweicht. Sicher ist, dass die „Sumpfcypresse“ jetzt in Norddeutschland sich zwar leicht anpflanzen lässt, aber hier selten oder nie fruchtbaren Samen reift, was sie doch in den arktischen Gegenden früher gethan haben muss. In Süddeutschland entwickeln sich unverkennbar leichter gute Zapfen des Taxodium; und wir nehmen an, dass der

[1]) Ein Lichtbedürfnis ist für Pflanzen mit jährlich fallendem Laube kaum für die Zeit der Blattlosigkeit anzunehmen. — Ob unter dickerer Schneedecke ein erhebliches Bedürfnis dieser Art befriedigt wird, muss dahingestellt bleiben. Es leben aber noch jetzt eine Anzahl von kleinen, immergrünen Sträuchern und die gleichfalls immergrünen Fichten und Kiefern nördlich vom Polarkreise.

Wärmeunterschied die Fruchtbarkeit bedinge, weil in dem jetzigen Hauptverbreitungsgebiete noch erheblichere Wärme herrscht, als am Schwarzwalde etc.

Aehnliches gilt von einigen anderen Tertiärpflanzen des Nordens.

Die Frage ist nun: haben diese Gewächse sich südwärts verbreitet und im wärmeren Gebiete derart eingewöhnt, dass sie nunmehr bei geringerer Temperatur nicht gedeihen? Oder war den nordischen Gegenden in einem Abschnitte der Tertiärzeit ein Klima eigen, bei welchem auch jetzt jene Pflanzen sich fortpflanzen?

Die meisten Forscher nehmen an, dass letzteres der Fall gewesen ist. Denn jene Pflanzen des hohen Nordens stehen nicht allein. Aus dem Vorkommen tertiärer Palmen bis über den 50.° N. B. hinaus, aus der Gegenwart einer gleichzeitigen mitteleuropäischen Flora, die weit reicher als die jetzige der gleichen Gegend an Bäumen mit lederartigem, bleibendem Laube, ungleich reicher an mannigfaltigen Holzarten überhaupt war, aus der heutigen Verbreitung der Nachkommen vieler deutscher und schweizerischer Tertiärpflanzen, aus vielen Eigentümlichkeiten der europäischen Tertiärfaunen folgt die Wahrscheinlichkeit, dass auch Mitteleuropa in ähnlichem Grade der Jetztzeit gegenüber wärmer war, wie es für nördlichere Regionen geschlossen wird.

Viele Einzelheiten dienen zur Bestätigung: so das Nebeneinandervorkommen von gewissen Entwickelungsstufen der Pflanzen und der Insekten in manchen Süsswassergebilden nach Heer's Darlegung.

Ganz ähnliches zeigt aber die Flora und Fauna der nordamerikanischen Braunkohlenbildungen.

Die weitere Frage reiht sich an, ob jene grössere Wärme gewissen Teilen der nördlichen Halbkugel allein eigen war, oder dem gesamten Erdballe. Diese Frage kann noch nicht gelöst werden. Denn weder aus subtropischen und tropischen Gegenden noch von der südlichen Halbkugel ist genügendes Material bekannt. Wir werden viele neue Forschungen abzuwarten haben, ehe dieses vorliegt.

Das Mass der Temperaturerhöhung für verschiedene der Zeiträume des Tertiär in Europa suchte Oswald Heer genauer zu berechnen.

So bewundernswert die Arbeiten des grossen Paläophytologen bleiben, so müssen wir doch wohl die Ziffern etwas verringern, weil einem der Hauptvergleichungspunkte, der Region der Lorbeerwälder auf den Inselgruppen im atlantischen Ocean, bei jenen Berechnungen das Klima der Seestädte der Inseln beigelegt war.

Die Lorbeerwälder gehören aber den Gebirgslandschaften der canarischen Inseln und Madeiras an, wo die mittlere Wärme um 8—12 ° C geringer ist als an den Küsten, da durchschnittlich für je 100 m Erhebung über den Meeresspiegel eine um 1 ° geringere Temperatur anzunehmen ist.

Immerhin bleibt es eine Schlussfolgerung aus zahlreichen einzelnen Wahrnehmungen, dass auf der nördlichen Erdhälfte nördlich vom 30. oder 35. Breitengrade eine höhere Temperatur für die älteren Abschnitte der Tertiärperiode anzunehmen ist als jetzt, die allmählich bis zur Diluvialzeit abgenommen zu haben scheint. Nach dieser Abnahme aber scheint für die Gegenden zwischen dem 40. und 70. nördlichen Breitengrade wieder eine Erhöhung der Wärme in mannigfaltiger Weise angedeutet zu sein, weil so erhebliche Eismassen wie zur Diluvialzeit nicht mehr in diesen Teilen der Erde sich befinden.

Weil die grössere Zahl der aus tertiären Ablagerungen bekannten Säugetiere, Insekten, Landschnecken und Dikotyledonen die damals vorhandenen klimatischen Unterschiede viel besser erläutert, als die Meerestiere, nach welchen ältere Schichten hauptsächlich beurteilt werden müssen, haben viele Geologen geglaubt, dass klimatische Sonderungen überhaupt erst zur Tertiärzeit eingetreten seien. — Und es ist doch noch nicht ausführbar, eine Tropenfauna oder Tropenflora irgend eines Abschnittes des Tertiär der gleichzeitigen subtropischen gegenüber scharf zu bezeichnen, und noch schwerer ist es zu sagen, welche Tier- oder Pflanzenformen damals ausschliesslich der gemässigten Zone angehörten.

Die Meinung ging wegen des Vorkommens einer Menge organischer Arten im europäischen und nordamerikanischen Tertiär, deren Verwandten in wärmeren Gegenden fortleben, dahin, dass bis zur Tertiärzeit auf der gesamten Erde ein tropisches Klima geherrscht habe, und dass dann nach und nach die Temperaturverschiedenheit durch von den Polen her äquatorwärts vorrückende Wärmeabnahme eingetreten sei.

Nachdem das hohe Alter der zoogeographischen Sonderungen erkannt ist, hat diese Ansicht viel von ihrer Glaubwürdigkeit verloren. Noch wird sie aber von manchen festgehalten wegen des angeblichen Zusammenhanges mit der Theorie von der allmählichen Erkaltung der Erde, die viele sich nach astronomisch-physikalischen Gründen ursprünglich glutflüssig denken.

Das vorgebliche allgemeine Tropenklima wird, weil die Sonne die verschiedenen Teile der Erde nicht gleichmässig erwärmen kann, von einem Ueberwiegen der inneren Erdwärme abgeleitet. Diese soll erst vom Tertiär an die Lufttemperatur nicht mehr beeinflusst haben.

Diese Vorstellung ist bei schärferem Nachdenken in keiner Weise haltbar. Die atmosphärische Wärme ist noch jetzt von der inneren Erdwärme beeinflusst, indem bei jedem vulkanischen Ausbruche eine Erwärmung grosser Luftmassen erfolgt und indem jede warme Quelle an die Luft ihre überschüssige Wärme abgibt. — Aber der geringe Einfluss gewaltigster Vulkanausbrüche auf die Jahreswärme der gesamten Erde zeigt, dass der Sonne ungleich grösserer Einfluss zusteht als der inneren Erdwärme.

Erscheint es nach vielen Verhältnissen möglich, dass die vulkanische Luftheizung in der Tertiärzeit wesentlich stärker war als jetzt, weil es auf grossen Räumen zahlreiche tertiäre Lavamassen gibt, so ist weder ein Beweis dafür zu erbringen, dass das europäische Klima zur Tertiärzeit irgendwann ein wirklich tropisches gewesen sei, noch weniger aber, dass allgemein auf der ganzen Erde eine Tropenwärme geherrscht habe.

Ein allgemeines Tropenklima ist für die vortertiären

Zeiten gar nicht nachzuweisen; schon vor Jahren erklärte Lesquereux, dass die amerikanische Kreideflora auf ein kälteres Klima deute, als die amerikanischen Tertiärfloren.

Dafür, dass nur die heissen Gase und Dämpfe, die warmen Gewässer und die glühenden Lavaströme von erheblichem Einfluss auf die Lufttemperatur sein konnten, nicht aber irgend welche unter den schlechten Wärmeleitern der Erdrinde tief verborgenen, heissen Massen, sprechen alle bekannten Verhältnisse [1]. Vor allen Dingen der bekannte „altertümliche Charakter der Tiefseefauna", der darauf hinweist, dass die niedrige Temperatur des Grundes der tiefen Oceane seit vortertiären Zeiten besteht.

Nun hat noch niemand ernstlich daran geglaubt, dass in irgend einem Teile der geologischen Vorzeit die Erde wasserärmer als jetzt, dem wasserlosen Monde ähnlicher gewesen sei als dem heutigen Verhältnis der Festlandsverteilung. Es hat im Gegenteil viele Forscher gegeben, welche eine ursprüngliche allgemeine Verbreitung der Meere und ein allmähliches Anwachsen der Festländer und Inseln behauptet haben. — Es ist kein Grund anzunehmen, dass heisse Massen des Erdinnern auf den Festlandsboden mehr wärmenden Einfluss gehabt haben könnten als auf den Meeresgrund, d. h. auf $^1/_3$ der Oberfläche mehr als auf $^2/_3$ derselben.

Aus der bekannten Betretbarkeit noch fliessender Lavenströme und aus der geringen Wärme, welche dicken Wänden von Hochöfen und ähnlichen Behältern glühender Massen sich mitteilt, folgt geradezu die Unmöglichkeit einer anderen Wärmeeinwirkung heisser Massen des Erdinnern auf die Erdoberfläche und die Luft, so lange eine Erdrinde von der Dicke einiger Hunderte oder Tausende von Metern besteht, als der mit den Vulkanausbrüchen, den Thermen und Gasquellen verknüpften.

Besonders um zu erklären, dass in der Vorzeit die Temperatur rings auf dem Erdenrund die gleichmässige

---

[1]) Rechnungsmässige Belege hierfür sind in W. Sartorius von Waltershausens „Untersuchungen über die Klimate der Gegenwart und Vorwelt" gegeben.

gewesen sein soll, hat man noch zwei Annahmen gemacht: Vielfach wurde gelehrt, der Vorzeit hätten bis zum Tertiär grosse Festländer gefehlt, die Kontinente seien aus Inselchen und Inseln nach und nach entstanden, daher sei das Klima ursprünglich ein ziemlich gleichmässiges oceanisches oder Inselklima gewesen.

Auch wurde behauptet, in den älteren geologischen Zeiten sei die Atmosphäre so reich an Kohlensäure und an Wolken und Nebel bildendem Wasserdampf gewesen, dass die Einwirkung der Sonne die Erdoberfläche nur wenig berührt hätte.

Gegenüber der erstgenannten dieser Lehren braucht man bloss an den alten Namen des Grauwacken- und Thonschiefergebirges für den grösseren Teil der paläozoischen Massen zu erinnern. In einem sehr grossen Gebiete walten die genannten, aus Gesteinstrümmern vorwiegend entstandenen Gebirgsarten vor allen anderartigen Meeresabsätzen der paläozoischen Aera durchaus vor.

Diese Massen sind auf Kosten vorher vorhandener Gesteine entstanden. Aus den früheren Abschnitten aber wissen wir, dass eine solche Gesteinszerstörung im grossen Festländer von bedeutender Ausdehnung voraussetzt, an denen brandende Wogen und niederfallende Regengüsse zehren konnten. Bei der ungeheuren Ausbreitung der Thonschiefer und Grauwackengebirge und bei der Gleichartigkeit vieler Gesteine derselben über grosse Räume hin können wir nur an sehr grosse Kontinente der damaligen Zeiten denken; Inselreihen würden ausreichendes Material kaum haben liefern können; um Archipele der Jetztzeit setzen sich sehr mannigfaltige Schichten ab, wesentlich gleichartigere aber um Festländer.

Genaue geologische Untersuchungen der Lagerungsfolge der archäischen und paläozoischen Gebilde vieler Landstriche bestätigen diese Meinung. Es ist guter Grund für die Annahme von Kontinenten zur cambrischen, silurischen und devonischen Zeit, welche mit den jetzigen Festländern an Grösse und Umfang wetteiferten. Und auch für spätere geologische Zeiträume haben wir uns

ebenso ausgebreitete Kontinente zu denken, von denen grosse Strecken in heutige Meere hineinragten, oder deren gesamter Raum jetzt durch oceanische Flächen verdeckt ist. Wahrscheinlich ist bezüglich der räumlichen Ausdehnung von Land und Wasser ein ähnliches Verhältnis, wie in der Gegenwart das für unseren Planeten normale, so dass über einer durch die mittlere Tiefe der Meere gegebenen Fläche die Land- und Wassermassen einander das Gleichgewicht halten, wie sie es zu allen Zeiten gehalten haben. Nicht der Wasserspiegel des Oceans, sondern jene tiefer gelegene Fläche ist wohl die, nach welcher das Rotationssphäroid unseres Weltkörpers berechnet und bemessen werden sollte. Alte Kontinente setzen aber auch kontinentale Klimata voraus

Der Glaube an eine bis in die Tertiärzeit andauernde Trübung der Atmosphäre durch massenhaften Wasserdunst und grossen Kohlensäurereichtum sollte ebenfalls erklären, dass die Sonnenwirkung vor dem Tertiär keine klimatischen Zonen erzeugt hätte. An sich liegt ein Widerspruch in jener Annahme. Jede Kondensation von Nebel, Wolken oder Regen reinigt die Luft von Kohlensäure, welche vom Wasser begierig aufgenommen wird. — Aber auch das ist aus den oben schon erörterten Gründen ganz unwahrscheinlich, dass durch die um einige Hunderte oder einige Tausende von Metern minder starke Erdrinde hindurch die angenommene innere Erdhitze so viel Wasser zur Verdunstung gebracht haben sollte, dass fortdauernde Sättigung oder Uebersättigung der Luft eintreten konnte.

Den grossen Kohlensäurereichtum berechnete man nach der Kohlenstoffmenge der Steinkohlen- und Braunkohlenflötze. Dieser gesamte Kohlenstoff hat ja einst der Luft als Kohlensäure angehört und ist durch das Leben der Pflanzen fest geworden.

Ueberlegt man, dass auch der Kohlenstoffgehalt der Kalksteine und Dolomite die Atmosphäre als Kohlensäure durchlaufen hat — wenigstens zum allergrössten Teile — und dass diese Kohlensäure später erst an Wasser gebunden war, bevor sie mit dem Kalk verknüpft fest wurde,

so lässt sich leicht zeigen, dass jene Vorstellung irrig ist. Im reinen Kalkstein von 2,7 sp. G. sind 12 %, in Steinkohle von 1,2 sp. G. etwa 90 % Kohlenstoff enthalten, also in 2 Raumteilen Steinkohle ungefähr so viel als in 7 Raumteilen Kalkstein. Berechnet sich nun der Kohlenstoffgehalt eines Kubikmeters Kalkstein hiernach auf 324 kg, während ein Kubikmeter reinen Kohlensäuregases 538,632 g Kohlenstoff enthält, so entsprechen 5 Raumteile Kalkstein 3000 Raumteilen Kohlensäuregas.

Hieraus ergibt sich, dass es unmöglich in der paläozoischen Aera irgend eine Zeit gegeben haben kann, in welcher gleichzeitig aller Kohlenstoff der Kalksteine, Dolomite etc. und der Steinkohlenlagen der Luft angehört hat. Denn bei so grosser Kohlensäuremenge hätte kein Tier atmen können.

Dagegen ist sehr gut denkbar, dass wie die Kalksteine, so auch alle Steinkohlen- und Braunkohlenflötze bei einem Kohlensäuregehalte der Luft entstanden sind, wie er heute noch besteht und sich stets dadurch erneuert, dass Mofetten und Quellen Gas aus der Erde heraufbringen und dass Tiere atmen, organische Substanzen verbrennen und verwesen. Niemand würde der Kalksteingebirge halber von einem übergrossen Kohlensäuregehalte der Luft geredet haben; man hat an einen solchen nur der Kohlenflötze wegen gedacht, denen gegenüber doch die Kalksteine in allen geologischen Systemen in ungeheurem Uebergewichte entwickelt sind.

Keinerlei Grund lässt sich für eine Vorstellung aufführen, wonach der Kohlensäuregehalt der Luft allmählich sich von einem übergrossen Gehalt bis zum jetzigen herabgemindert hätte. Dagegen ist natürlich die Möglichkeit vorhanden, das gewisse Schwankungen der Kohlensäuremengen eingetreten seien, und dass zeitweise die Vorgänge der Zersetzung und Bindung der Kohlensäure, zeitweise die der Rückführung derselben in der Atmosphäre eine vorwiegende Bedeutung gehabt haben.

E. Vergleich der Braunkohlenzeit und Steinkohlenzeit.

Jener Wechsel der Stärke aller Naturvorgänge, den wir in der Aufeinanderfolge warmer und kalter, trockener und nasser, fruchtbarer und magerer Jahre, in dem Blütenreichtum des Frühlings und dem winterlichen Stillstand des Wachstums, im Schlafen und Wachen, kurz in allen Dingen beobachten, scheint auch in der geologischen Entwickelung sich bemerkbar zu machen. Wir haben allem Anschein nach Perioden allmählicher und Perioden rascherer Entfaltung.

Weltenfrühlinge in gewissem Sinne scheinen besonders zwei geologische Zeiträume gewesen zu sein: die Steinkohlenzeit und die Braunkohlenzeit.

In wunderbarer Wiederkehr mancher gleichartiger Verhältnisse sind diese beiden Perioden: Carbon und Tertiär den anderen Zeitabschnitten gegenüber solche von grossen Veränderungen der Erdoberfläche gewesen. Selten finden wir ein grösseres Schichtgebirge in Europa, Nordamerika und anderen genauer bekannten Ländern, das nicht erst in der Tertiärzeit die Grundzüge seiner Gestaltung erhalten hätte, selten auch eine beträchtliche Faltung und Lagenveränderung archäischer und paläozoischer Massen, die nicht in der Carbonperiode erfolgt ist. — Gering sind im Vergleich zu den altvulkanischen Massen der Carbonzeit und zu denen des Tertiär die vulkanischen Gebilde des Cambrium, des Silur, sogar auch die des Devon und die der Trias, des Jura und der Kreide.

Die Zusammenschwemmung der, anderen Schichtenreihen gegenüber viel massenhafteren pflanzlichen Ueberreste und grosse Torfbildungen hingen teils mit dem öfters veränderten Gefälle der Binnenwässer und teils mit den Verschiebungen der Küsten zusammen; es waren also auch die mit der Gebirgszusammenfaltung ursächlich verbundenen Vorgänge, welche jetzt für die menschliche Industrie von so grosser Bedeutung sind.

Die erhebliche Wichtigkeit des Carbon und des Tertiär für die Entfaltung neuer organischer Formen darf als Folge eben dieser besonders starken Gebirgsbildungen

gelten. Durch die Emporfaltung der Schichten und das damit zusammenhängende Emporsteigen einzelner, das Niedersinken anderer Landschaften werden die Lebensbedingungen einer Anzahl von Geschöpfen verändert, und eben dadurch die Veränderlichkeit der Merkmale von Einzelwesen wesentlich befördert. Die Nachkommen von solchen werden zuweilen wohl die Stammväter neuer Arten. Durch Wasserbedeckung werden grosse Räume den früheren Bewohnern entzogen, neuen Einwanderern, Wassertieren und Wasserpflanzen, zugänglich. In die neuen Wohnräume folgen aber diesen nicht alle ihre Wettbewerber im Kampfe ums Dasein, nicht alle ihre Feinde.

Sind derlei Vorgänge in der organischen Welt mit jeder Gebirgsbildung verknüpft, so besonders mit jenen Perioden gesteigerter Gesteinsfaltung, die uns dadurch vor Augen tritt, dass in nur wenigen Landstrichen alle Gebirgsglieder des Carbon in ununterbrochener Folge übereinander liegen, und in ebenso wenigen Gegenden alle Tertiärstufen vertreten sind.

Wir haben oben schon die Möglichkeit betont, dass ganz besonders in der Tertiärzeit die Wärme der Gegenden zwischen dem 40. und 80.° N. B. durch vulkanische Ausbrüche erhöht sein konnte. Der Einfluss günstiger Meeresströmungen, günstige Verteilung von Land und Wasser mag damals wohl zur Bewohnbarkeit des hohen Nordens durch Pflanzen noch beigetragen haben.

Auch für die Carbonzeit ist vielleicht ein Gleiches anzunehmen, wiewohl die bekannten Daten nicht zahlreich sind, aus denen wir solche Folgerung zu begründen vermögen.

F. Fragen über die Diluvialzeit.

Ist aber diese unsere Vorstellung richtig, so knüpft sich daran unmittelbar eine andere, welche eines der schwierigsten Probleme der historischen Geologie betrifft: den Umstand, dass zwischen der Gegenwart mit ihren für die Verbreitung lebender Wesen in mittleren und

höheren Breiten, in der gemässigten und kalten Zone, nicht ungünstigen Verhältnissen und dem Tertiär die „Eiszeit" der Diluvialepoche liegt.

Wer daran denkt, dass für Teile der Diluvialepoche ein Rückgang der vulkanischen Thätigkeit angedeutet ist, findet es leicht erklärlich, dass die Lufttemperatur vieler Landschaften unter das vorherige, vielleicht sogar etwas unter das heutige Mass herabsank, findet es aber auch begreiflich, dass die ausser dem verdunsteten Oberflächenwasser der Erde bei den Vulkanausbrüchen der Tertiärzeit in die Atmosphäre gelangten grossen Massen von Wasserdampf schon damals an geeigneten Stellen grosse Schneefälle hervorgerufen hatten. Mochten diese Schneemassen auch in der mittleren Tertiärzeit bei dem anscheinend wärmeren Klima nur vereinzelte Gletscher in Skandinavien, Schottland, im Hochlande von Armenien, im Hügelgebiete von Nordamerika etc. hervorgebracht haben, so sind die Gletscher gewiss schon zur Pliocänzeit recht zahlreich und gross gewesen; sie haben dann jedenfalls selbst auf die Abkühlung der Luft in ihrem Gebiete und dadurch auf die Erzeugung neuer Schneefälle einen bedeutenden Einfluss gehabt.

Von diesem Standpunkte aus erscheint es nicht unnatürlich, dass die Vereisung[1]) nach der Tertiärzeit so sehr zunahm, wie es vielfach (bald mit, bald ohne Uebertreibungen) ausgeführt worden ist. Durchaus verständlich aber ist sowohl die Möglichkeit eines örtlichen oder selbst eines allgemeineren Rückganges der Vereisung (Interglacialzeit) als auch das allmähliche Aufhören der Eiszeit: der Sieg der Sonnenwärme über das Kälte verbreitende, seit Jahrtausenden aufgehäufte und fortgewanderte Gletschereis und das Wiedereinrücken der Tiere und Pflanzen in die während der Eisbedeckung zeitweise unbewohnbaren Gebiete, vornehmlich aus den angrenzenden, an Organismen reicheren Teilen her.

Andere Theorien, welche zur Erklärung der Wärme-

---

[1]) Die Glaciationstheorie gewinnt gegenüber der Drifttheorie mehr und mehr an Anhängern infolge erweiterter Beobachtungen. Doch setzt auch die Drifttheorie eine bedeutende Verbreitung des Eises voraus.

erhöhung im Tertiär und der Entstehung der Eiszeit aufgestellt worden sind, verknüpfen entweder nicht die so verschiedenartigen Verhältnisse der Epochen innerhalb der känozoischen Aera unter einheitlichen Gesichtspunkten, oder gehen lediglich auf Vorstellungen, sei es über den Einfluss der Nutationen, sei es über die verschiedene Temperatur verschiedener Theile des von der Erdbahn durchschnittenen Weltraums zurück, bezüglich welcher Verhältnisse in geologischen Beobachtungen als solchen weder eine Bestätigung noch eine Widerlegung in unzweideutiger Weise gefunden werden kann.

Alle Erklärungen, welche periodisch wiederkehrende Ursachen für die Eiszeit, für Interglacialzeiten, für höhere Temperatur des Miocän etc. annehmen, auch wohl voraussetzen, dass die grössere Menge oceanischen Wassers bald dem einen, bald dem anderen Pole näher steht, haben sich besonders bei Nichtgeologen Freunde erworben. Wiederholt hört man von solchen die Fragen nach den „Theorien“ von Adhémar, von Croll, von Schmick und andern, während nur vereinzelte der Geologen von Fach diese Namen nennen.

Der Grund liegt hierfür darin, dass die Geologen sich sehr wohl bewusst sind, wie viele thatsächliche Beobachtungen noch fehlen, ehe mit voller Sicherheit die allgemeinen Verhältnisse der Erde auch nur für einen Zeitabschnitt der geologischen Vergangenheit feststehen. Auch der Geologe macht sich Vorstellungen über vergangene Zustände und deren etwaige Gründe; ihm erscheint es aber als die wichtigste Aufgabe, zuerst die Richtigkeit der Vorstellungen zu prüfen, die Einwürfe der Fachgenossen, welche andere Meinungen haben, sorgfältig zu beachten und womöglich zu widerlegen, neue Thatsachen zu finden, welche von anderer Seite her die zweifelhaften Fragen beleuchten. Wohl pflegt der einzelne Forscher seine Schlussfolgerungen so auszusprechen, dass sie als vollgültig erwiesen erscheinen, und andere Ansichten in der Form zu bekämpfen, als seien sie schon widerlegt. Es sind nicht zum wenigsten die Lehrbücher, welche in dieser Weise geschrieben sind. Während aber

deren Verfasser sich eifrigst bemühen, das Beobachtungsmaterial zu vermehren und, fremde wie eigene Irrtümer sorgfältigst verbessernd, der Wahrheit zuzustreben, pflegen nur zu viele der dem Fache ferner Stehenden die Hypothesen den wichtigeren Teilen der Werke gleichzustellen oder gar höher zu schätzen und gerade an diese ihre Betrachtungen anzuknüpfen. Galt es doch eine Zeitlang als Pflicht der Lehrer höherer Schulen, die „wichtigsten Hypothesen der Geologie“ den Schülern beizubringen.

Gerade bei der Frage nach den Ursachen der „Eiszeit“ tritt das Gesagte klar hervor. Die Geologen sind sich alle vollauf bewusst, dass die Verhältnisse unserer Erde in dem uns so nahe liegenden diluvialen Zeitraum noch lange nicht hinlänglich bekannt sind, und dass jeder sichere Beweis dafür fehlt, dass zu irgend einer früheren Zeit ähnliche Vertheilung von Land und Wasser, von Wärme und Kälte bestanden haben könnte, wie sie sich viele für die „Eiszeit“ denken. Dieser Name ist ja gegeben, weil sehr zahlreiche Forscher voraussetzen, dass ein eisiges Klima den mittleren Breiten von Europa, Nordamerika etc. damals eigen gewesen sei.

Feststehend ist aber nur, dass in der Diluvialzeit fest zusammenhängende Gletscher- und Inlandeismassen weit ausgedehnte, jetzt eisfreie Gebiete bedeckt haben, und dass eine Anzahl Tiere der jetzigen Polargebiete damals in Mitteleuropa etc. vorkamen. Darunter waren nicht nur die Renntiere, Schneehasen, Lemminge, Eisfüchse und die selteneren Moschusochsen und Fiälfrasse des Festlandes, sondern in den Meeren sogar gingen die nordischen Muscheln ungleich weiter südwärts: die Yoldien des Weissen Meeres etc. bewohnten die damals wirklich marine Ostsee; die isländischen und zum Teil sogar grönländischen Pecten- und Saxicavaarten, sowie mehrere dortige Schnecken lebten bei Christiania etc.

Diesen Thatsachen steht nun aber gegenüber, dass ein erheblicher Teil der jetzt im mittleren Europa heimischen Säugetiere, Landschnecken und Pflanzen auch schon in diesem ihrem jetzigen Verbreitungsbereiche wohnten, und dass bis nach England und nach Norddeutschland

hinein viele Tiere lebten, die jetzt südlicheren Landschaften angehören. Mögen einige davon, z. B. der Löwe, auch nur als „Sommergäste“ zu betrachten sein, so gehören andere, gleich den massenhaften wilden Pferden der Diluvialzeiten, den südeuropäischen [1]) und kleinasiatisch-nordafrikanischen [2]) Conchylien und manchen Pflanzen [3]) zu den Leitformen des Zeitraumes. Von den ausgestorbenen Arten wurde hierbei abgesehen, obgleich unter ihnen auch manche Formen von polarem, andere von südlichem Charakter sich befinden. Dem Geologen liegt es danach ob, durch Erweiterung der thatsächlichen Beobachtungen zu erforschen, ob in der Diluvialzeit das Klima Mitteleuropas und Nordamerikas nach den arktischen Geschöpfen unserer Gegenden oder nach den südlichen Typen einschliesslich der noch jetzt einheimischen zu beurteilen ist. Und es wird vorläufig mehr den Verhältnissen der Verteilung der Lebewesen entsprechend erscheinen, zu glauben, dass die Eismassen und die längs derselben und auf denselben wandernden Tiere und Pflanzen in Länder hineindrangen, deren Klima dem unserer gemässigten Zone glich, als eine arktische Kälte für die mittleren Breiten anzunehmen. Dem Wesen des Gletschers entspricht es ja, dass er sein Eis in die wärmeren Gebiete vorschiebt: dass an seinem Stirnende nicht nur die der Kälte gewohnten Pflanzen des Hochgebirges, sondern auch Blumen wärmerer Landstriche blühen und gedeihen.

Ist erst die Hauptfrage nach den wahren klimatischen Verhältnissen der Diluvialzeit gelöst, so ergibt sich die Fragestellung nach den Ursachen dieser Wärmeverteilung.

Die Spekulationen über mögliche Ursachen von Zuständen, deren Wirklichkeit nicht erwiesen ist, gehören nicht der Naturforschung an. Wissenschaftliche Geologie ist nicht eine Treibhauspflanze der Studierstube. Nach

---

[1]) Z. B. Helix vindobonensis (austriaca) und H. Canthensis (banatica), Zonites verticillus etc.
[2]) Z. B. Cyrena fluminalis.
[3]) U. A. Scolopendrium officinale.

wie vor müssen wir an der Hand der genauesten Karten Verteilung und Form der natürlichen Bausteine unserer Erde erforschen, mit allen Hilfsmitteln der Naturwissenschaft diese Massen und die darin enthaltenen Versteinerungen studieren, jedes Wirken der Naturkräfte und vor allem jedes schöpferische Arbeiten in der umgebenden Welt emsig belauschen. Der Schlag des Hammers erschliesst den Felsen und lässt daraus den Born der Erkenntnis hervorquellen.

Alphabetisches Namen- und Sachregister,

auch Uebersetzung und Erklärung einiger Ausdrücke.

A.

C.

(Siehe K vor a, o, r, u.)

D.

E.

F.

G.

H.

I.

J.

L.

M.

N.

O.

P.

Q.

R.

S.

T.

U.

V.

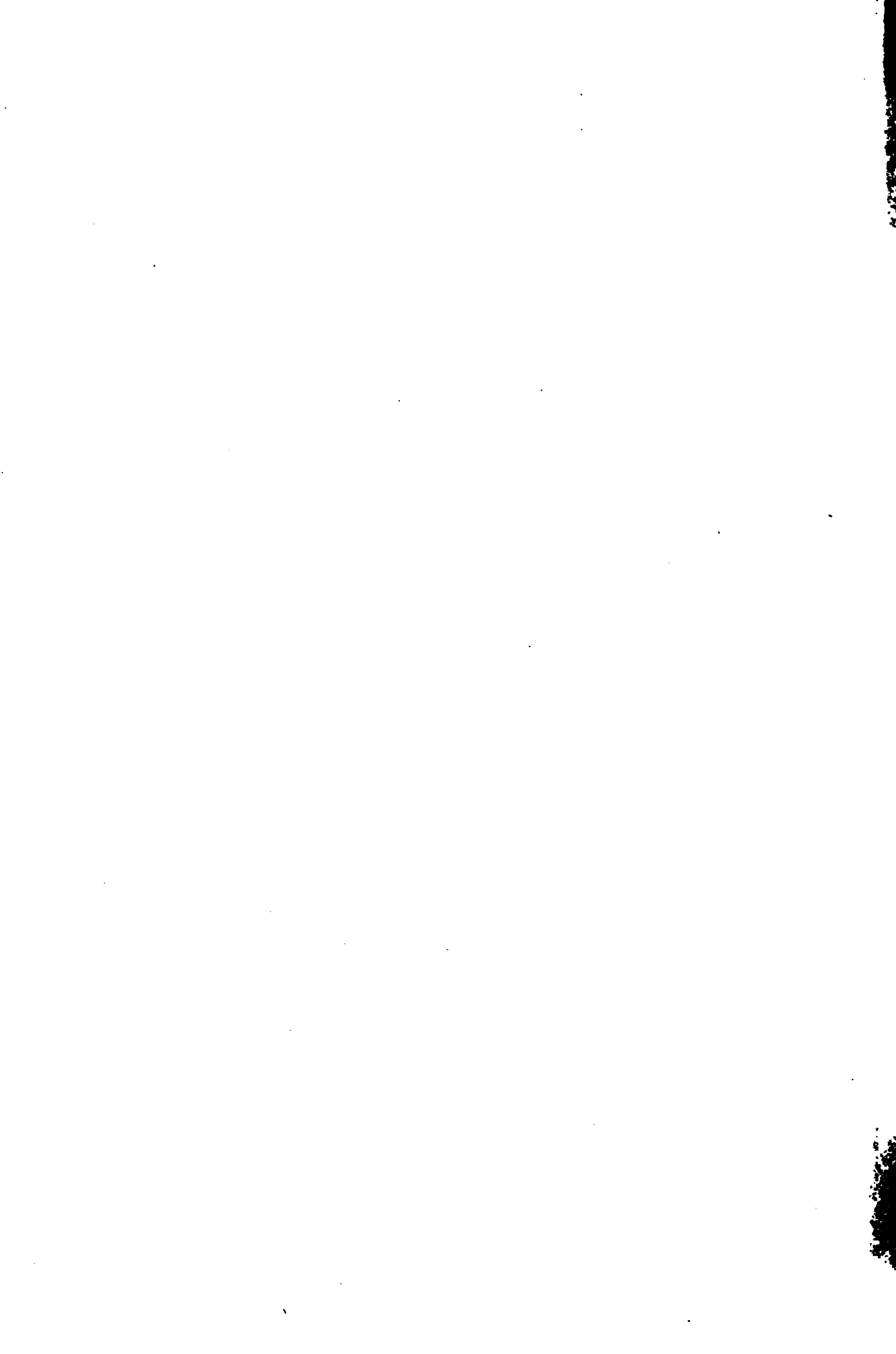
W.

X.

Y.

Z.






QE26
F7

